

Génese e cinemática de instalação do plutão granítico de Valpaços

Heloísa Corrêa-Ribeiro

Doutoramento em Geociências

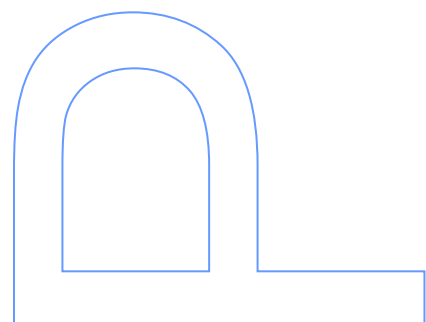
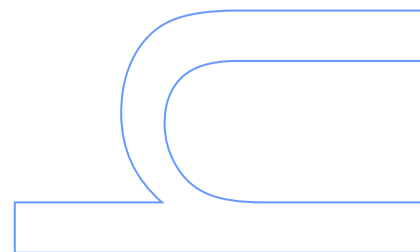
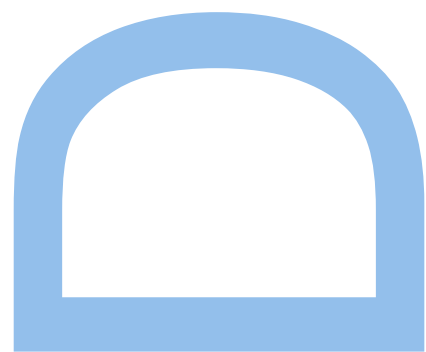
Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território
2018

Orientador

Helena Maria Sant'Ovaia Mendes da Silva, Professora Associada, FCUP

Coorientador

Helena Cristina Brites Martins, Professora Auxiliar, FCUP



O presente trabalho teve apoio financeiro da Fundação para Ciência e Tecnologia com uma bolsa individual de doutoramento, com a referência SFRH / BD / 45741 / 2008.

FCT Fundação para a Ciência e a Tecnologia
MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO E CIÊNCIA



Aos meus quatro Avós.

Agradecimentos

Já foi há algum tempo que dei início aos trabalhos para esta tese... talvez tenha demorado um pouco mais do que o previsto para a sua entrega!! Mas...

Se há algo que aprendi neste tempo, foi que, imprevistos acontecem e “desvios da normalidade” existem!

De todo modo, hoje está aqui, e tenho a agradecer a algumas pessoas que me acompanharam ao longo do seu decurso, quer durante os trabalhos de desenvolvimento, quer nos momentos de pausas. Mesmo nas pausas de força maior recebi incentivo, as outras... foram sem dúvida as mais realizadoras e felizes, o nascimento dos meus filhos.

Assim, passo a agradecer.

Em primeiro, à orientadora científica desta tese, Professora Doutora Helena Sant’Ovaia, que desde o meu projeto de Licenciatura me convidou e incentivou para novos projetos académicos e científicos, dando-me sempre votos de confiança e acreditação. Expresso a minha maior gratidão por todos os conhecimentos partilhados, disponibilidade para esclarecer dúvidas e sem dúvida pelas horas e horas de paciência e dedicação, incluindo na reta final de revisão desta tese. Sem dúvida, uma Professora que sabe, transmite e acompanha. Um grande bem haja!

À Professora Doutora Helena Martins, coorientadora desta tese, pelos conhecimentos transmitidos, dedicação e orientações dadas do decurso dos trabalhos.

Ao Professor Fernando Noronha, primeiro pela sugestão do tema para esta tese, e depois por toda a disponibilidade, ajuda e sugestões conferidas na reta final da mesma. Agradeço sinceramente o apoio e amizade com que o fez.

Ao Professor Doutor Philippe Olivier, pela envolvimento no projeto, dedicação, análise e troca de conhecimentos partilhados.

Ao Drº Narciso Ferreira e Doutor José Feliciano, tenho a agradecer o convite e disponibilidade em unir esforços e braços! Foi com imenso prazer e orgulho que aceitei o desafio de acompanhar e participar de perto na projeção e realização dos passos conducentes a uma Carta Geológica. Tenho ainda a agradecer, a parceria, cedência de materiais e laboratórios para preparação e estudo das “nossas” amostras. E claro, toda a disponibilidade e partilha de conhecimentos.

Ao Professor Doutor Rui Teixeira, tenho a agradecer o fantástico acolhimento que me deu no Departamento de Geologia da UTAD, e acima de tudo, a disponibilidade com

que me transmitiu conhecimentos práticos e teóricos, bem como o seu interesse, empenho e ajuda nos meus problemáticos zircões.

À Professora Doutora Maria dos Anjos Ribeiro, pela ajuda conferida, acompanhamento em saída de campo e conhecimentos partilhados.

Aos presidentes do Departamento de Geologia, Ambiente e Ordenamento do Território e do Instituto de Ciências da Terra pelo acolhimento e apoio no desenvolvimento dos trabalhos.

À Engenheira Fernanda Guimarães, por tantas horas de paciência, na microsonda do LNEG, a “picar” os meus minerais, com lâminas que por vezes bem difíceis!

Ao Drº Paulo Castro, pelo acompanhamento nas saídas de campo e transmissão de conhecimentos.

À Doutora Zélia Pereira e Drº Carlos Meireles, pela simpatia e acolhimento dado, mesmo na ocupação dos seus próprios espaços.

Agradeço também aos assistentes/operacionais de laboratório com quem contactei ao longo destes anos. Um grande obrigada à Dª. Irene, que tantos cilindros cortou no disco diamante, antes de contar com a máquina de corte; ao Sr. Tito e Sr. Márcio, que gentilmente também me ajudou nos laboratórios quando estive a trabalhar na UTAD.

Às colegas de doutoramento, Maria João Fontoura, Mónica Sousa e Violeta Ramos, pelos anos de companheirismo, amizade e palavras de ânimo.

Ao Miguel Vasconcelos, pela paciência e toda a ajuda dada no tratamento de mapas.

Ao Bruno Costa, tenho agradecer a compreensão no decurso da maior parte deste trabalho. Foi indispensável a sua ajuda, incluindo dias e dias de trabalhos de campo.

À Sílvia Aires, que mais que uma grande amiga com palavras de ânimo, esteve sempre pronta ajudar, quer em trabalho de campo, quer em laboratório, arregaçou comigo as mangas!

Aos meus Pais, agradeço por tudo. A Eles, à minha família, aos meus amigos, dos mais próximos aos mais especiais, que não preciso citar nomes porque saberão que estão nesta reserva... muito obrigada pelo apoio e encorajamento para a finalização deste trabalho.

Aos meus filhos, Gustavo e Frederico, antes de mais, mil desculpas por alguma privação que vos tenha causado em virtude desta tese. Foram sem dúvida, as razões mais doces para as pausas que fiz. Obrigada pela paciência com que me aturaram nos dias menos bons e mesmo assim me terem feito sorrir sempre, conforme me fazem hoje.

Resumo

Este trabalho pretende contribuir para o conhecimento da geoquímica, estrutura, geometria e cinemática de instalação de plutões graníticos do Norte de Portugal. O alvo escolhido foi o do maciço circunscrito de Valpaços. Neste estudo, aplicou-se uma metodologia multidisciplinar que implicou estudos petrográficos, complementados por estudos petrofísicos, com avaliação do “fabric” magnético pela técnica da Anisotropia da Suscetibilidade Magnética (ASM), e por estudos geoquímicos de rocha total, química mineral e isotópica.

O plutão de Valpaços possui um contorno aproximadamente circular e localiza-se na grande mancha granítica de Valpaços-Murçós-Chaves caracterizada por grande variedade de fácies graníticas de idades diferentes e relações de campo complexas. Este plutão fica situado na Zona da Galiza-Trás-os-Montes e é composto por duas fácies graníticas, a do granito de Valpaços e a do granito de Lagoas, tardi a pós-tectónicas relativamente à fase de formação D_3 , com intrusão contemporânea. Estes granitos são intrusivos em formações pelito-grauváquicas de idade silúrica.

O granito de Valpaços é um granito moscovítico-biotítico de grão médio a grosseiro, com tendência porfiróide, com um padrão de ocorrência mineral homogéneo em toda a sua extensão. O granito de Lagoas é moscovítico e de grão fino, e ocorre na zona central do plutão em pequenos afloramentos/stocks com instalação posterior ao granito de Valpaços possuindo contactos magmáticos francos. Ambas as fácies apresentam associações mineralógicas compostas por quartzo, microclina, plagioclase, moscovite, biotite, silimanite, apatite e zircão, distinguindo-se pelo tamanho do grão, presença ou ausência de biotite e de megacristais de feldspato. No granito de Valpaços foram observados encraves (centimétricos) essencialmente biotíticos, com silimanite e também estruturas do tipo “schlieren”, de espessura centimétrica, com concentrações de minerais micáceos de predominância biotítica.

Os granitos de Valpaços e Lagoas correspondem a pulsações magmáticas distintas, correspondendo a fácies de Lagoas a um granito com feldspato alcalino e a de Valpaços a um sienogranito. São granitos leucocratas diferenciados, alcalino-cálcicos e ricos em potássio.

As duas fácies possuem valores baixos da razão $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$, o que sugere uma afinidade com magmas anatóticos resultantes da fusão parcial de rochas metapelíticas. Os valores da razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ indiciam taxas de fusão relativas, baixa para o granito de Lagoas e alta para o granito de Valpaços. Ambos apresentam características de granitos do tipo S, com $\text{A}/\text{CNK} \geq 1.19$ e valores de corindo normativo compreendidos entre 2.68 e 4.45 para o granito de Valpaços e entre 2.27 e 3.69, no caso do granito de Lagoas, pelo que têm um carácter fortemente peraluminoso. O granito de Valpaços apresenta teores mais elevados de terras raras (TR), $\Sigma\text{TR} = 49.60$ a 91.62 , com espectro relativamente fracionado ($\text{La}/\text{Lu}_\text{N} = 21.19$ a 31.20) e anomalia negativa de Eu, ($\text{Eu}/\text{Eu}^* < 0.67$), enquanto que o granito de Lagoas apresenta teores mais baixos $\Sigma\text{TR} = 1.69$ a 5.83 , com um espectro aplanado ($\text{La}/\text{Lu}_\text{N} = 2.0$ a 3.49) e anomalia de Eu negativa ($\text{Eu}/\text{Eu}^* < 0.58$).

Os valores de εNd_t apresentam diferentes gamas para os granitos em estudo. Os valores mais baixos são encontrados no granito de Lagoas, compreendidos entre -8.2 e -8.3, e no granito de Valpaços, compreendidos entre -7.2 e -7.9. Estes valores confirmam a informação sugerida através de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, no que diz respeito a uma importante contribuição crustal na génese dos seus magmas.

O estudo geocronológico obtido num granito encaixante, o granito de Vale de Gouvinhas, indicou uma idade de 314.8 ± 6 Ma. Uma vez que o granito de Valpaços e o granito de Lagoas, cortam o granito de Vale de Gouvinhas, é indicativo que o plutão de Valpaços é mais recente que 314.8 Ma.

O granito de Valpaços apresenta concentrações de Sn, com teores médios superiores a 9 ppm, ocorrendo duas amostras com valores mais elevados, 18 e 34 ppm. Contudo no granito de Lagoas os teores de Sn são superiores a 21 ppm com média de 31,2 ppm, sendo assim possível apontar este granito como um granito com ilmenite e especializado em estanho.

O estudo da ASM do plutão de Valpaços evidenciou um comportamento paramagnético, com suscetibilidade magnética média de 56.49×10^{-6} SI, que permite incluir este plutão na série dos granitos com ilmenite. O “fabric” magnético do plutão de Valpaços, caracteriza-se por foliações magnéticas E-W associadas a lineações magnéticas sub-horizontais, em média em torno de $\text{N}110^\circ$, o que nos sugere uma instalação condicionada por fraturas de direção E-W, num período tardi a pós- D_3 . As foliações magnéticas são em geral fracamente inclinadas para o exterior do plutão, o que sugere um corpo granítico pouco espesso com geometria laminar.

Palavras-chave: granitos hercínicos geoquímica, geocronologia, anisotropia da suscetibilidade magnética.

Abstract

This work aims to contribute to the knowledge of the geochemistry, structure, geometry and kinematic emplacement of the granitic plutons of the North of Portugal, through the study of the pluton of Valpaços. In this study, a multidisciplinary methodology was applied involving petrographic studies, complemented by petrophysical studies, with evaluation of magnetic fabric using the Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS), and by whole rock geochemical studies, mineral chemistry and isotopes.

The pluton of Valpaços has an approximately circular shape and is located in the granitic area of Valpaços-Murçós-Chaves that is characterized by a huge variety of granite facies of different ages and complex field relations. This pluton is located in the Galiza Trás-os-Montes Zone and is composed by two granite facies, the Valpaços granite and the Lagoas granite, with synchronous emplacement, which are considered late- to post-tectonic relative to D₃ deformation phase. These granites are intrusive in pelite-greywacke formations of silurian age.

The Valpaços granite is a muscovite-biotite granite, medium to coarse grained, with porphyritic tendency, and homogenous mineral paragenesis in all its extension. The Lagoas granite is a muscovite granite, fine grained, and occurs in the central zone of the pluton in small outcrops/stocks, cutting the Valpaços granite. Both facies present mineralogical associations composed by quartz, microcline, plagioclase, muscovite, biotite, sillimanite, apatite and zircon. In Valpaços granite were observed biotite surmicaceous centimetric enclaves, with sillimanite, and also "schlieren" structures.

The geochemical data indicate that the granites of Valpaços and Lagoas may be considered two distinct magmatic pulses, corresponding the facies of Lagoas to an alkaline feldspar granite and Valpaços facies to a sienogranite. Both are leucocratic, alkaline-calcium, and potassium-rich granites.

Both facies have low CaO / Na₂O ratio, suggesting an affinity with anatectic magmas resulting from partial melting of metapelites. The Al₂O₃/TiO₂ ratio indicates relative melting rates, low for the granite of Lagoas and high for the granite of Valpaços.

Both facies have characteristics of type S granites with a strongly peraluminous character, with A/CNK ≥ 1.19 and normative corundum between 2.68 and 4.45 for Valpaços facies, and between 2.27 and 3.69, for Lagoas facies.

Valpaços granite shows higher rare earth element contents (REE), $\Sigma\text{REE} = 49.60$ to 91.62 , with relatively fractioned pattern ($\text{La}/\text{Lu}_\text{N} = 21.19$ to 31.20) and Eu negative anomaly ($\text{Eu} / \text{Eu}^* < 0.67$), while the Lagoas granite presents lower values $\Sigma\text{REE} = 1.69$ to 5.83 , with a flattened pattern ($\text{La}/\text{Lu}_\text{N} = 2.0$ to 3.49) and negative Eu anomaly ($\text{Eu} / \text{Eu}^* < 0.58$).

The values of ϵNd_i present different ranges for the granites under study. The lowest values are found in Lagoas granite, between -8.2 and -8.3 , and in Valpaços granite, between -7.2 and -7.9 . These values are in agreement with the $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ data, which suggest an important crustal contribution in the genesis of these granites magmas.

The geochronological data indicated an age of 314.8 ± 6 Ma for the Vale de Gouvinhas granite, which outcrops near the Valpaços pluton. Since the granite of Valpaços and the granite of Lagoas, cut the Vale de Gouvinhas granite, it is indicative that the pluton of Valpaços is more recent than 314.8 Ma.

Concerning mineralization potential, Valpaços granite presents average concentrations of Sn higher than 9 ppm, presenting two samples with higher values, 18 and 34 ppm. In Lagoas granite the contents of Sn are higher than 21 ppm, pointing out the importance of this granite, as Sn specialized.

The AMS study of the Valpaços pluton showed a paramagnetic behaviour, with a magnetic susceptibility of 56.49×10^{-6} SI, which allows including this pluton in the series of ilmenite granites. The magnetic "fabric" of Valpaços pluton is characterized by E-W magnetic foliations associated with $\text{N}110^\circ$ trending, sub-horizontal magnetic lineations, which suggests an emplacement conditioned by E-W fractures, in a later to post- D_3 phase. Magnetic foliations are distributed with outward shallow dips, which suggest a thin granite body with laminar geometry.

Key words: hercynic granites, geochemistry, geochronology, anisotropy of magnetic susceptibility.

Índice geral

1- Introdução	1
1.1- Localização geográfica e geomorfologia	5
1.2- Trabalhos anteriores	5
1.3- Objetivos do estudo.....	7
2- Geologia	8
2.1- Enquadramento geológico.....	8
2.1.1- Orogenia hercínica	9
2.1.2- Rochas graníticas da ZCI e ZGTM	10
2.2- Geologia da área estudada	12
2.2.1- Metassedimentos	14
2.2.2- Granitos	17
2.2.3- Mineralizações associadas	21
3- Estudo petrográfico.....	23
3.1- Plutão de Valpaços, composição mineral e textural	23
3.1.1- Granito Valpaços	24
3.1.2- Granito de Lagoas.....	30
4- Estudo petrofísico	33
4.1- Suscetibilidade Magnética.....	33
4.1.1- Os diferentes estados magnéticos.....	33
4.1.2- Mineralogia magnética.....	36
4.1.3- Anisotropia da Suscetibilidade Magnética (ASM)	37
4.1.4- “Fabric” magnético	40
4.2- Metodologia da ASM.....	41
4.2.1- Amostragem.....	41
4.2.2- Preparação das amostras	44
4.2.3- Medidas laboratoriais	46
4.3- Resultados.....	47
4.3.1- Dados escalares de ASM.....	49
4.3.2- Dados direcionais de ASM.....	54
4.3.3- Análise dos dados escalares e direcionais	57
5- Estudos geoquímicos	61
5.1- Metodologia	61

5.1.1- Amostragem	61
5.1.2- Preparação das amostras	61
5.2- Geoquímica de rocha total	69
5.2.1- Classificações químicas, químico-mineralógicas e normativas	69
5.2.2- Diagramas variação	82
5.2.3- Diagramas de terras raras.....	86
5.3- Geoquímica isotópica.....	89
5.3.1- Método U-Pb	89
5.3.1.1- Resultados para método U-Pb	91
5.3.2- Método Rb- Sr e Sm- Nd de rocha total	99
5.3.2.1- Método Rb – Sr	99
5.3.2.2- Método Sm – Nd	100
5.3.2.3- Resultados para métodos Rb - Sr e Sm - Nd.....	102
5.4- Geoquímica mineral	106
5.4.1- Feldspatos	106
5.4.1.1- Feldspato potássico	106
5.4.1.2- Plagioclase	109
5.4.1.3- P ₂ O ₅ nos feldspatos	111
5.4.2- Micas	112
5.4.2.1- Biotite	112
5.4.2.2- Moscovite	120
6- Discussão e conclusões	125
Bibliografia.....	134
Anexos	155

Índice de figuras

Fig. 1.1- Enquadramento geográfico da área estudada, localização assinalada com retângulo a negro.....	5
Fig. 2.1- Localização geotectónica do plutão de Valpaços, assinalado com retângulo a negro e delimitação de domínios do Maciço Ibérico (adaptado Martinez Catalán et al., 2007).....	8
Fig. 2.2- Distribuição dos granitóides hercínicos, sin a pós-tectónicos, na Zona Centro-Ibérica (adaptado Ferreira et al., 1987).....	11
Fig. 2.3- Carta geológica da região de Valpaços, escala 1:106349 (adaptado da Folha 7C-Mirandela da Carta Geológica, de 1:50 000 e da Folha 2 da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000).....	13
Fig. 2.4- Excerto da Folha 7C-Mirandela, Carta Geológica de Portugal, escala de 1:50000 (Rodrigues,2010).....	16
Fig. 2.5- Exemplos de amostras de mão (à esquerda) e de corte de secção (à direita), granito de Valpaços, amostras Val-G2 na linha superior e Val-G22 na linha inferior...	18
Fig. 2.6- Encrave biotítico no granito de Valpaços.....	19
Fig. 2.7- Estrutura do tipo schlieren no graito de Valpaços.....	19
Fig. 2.8- Exemplos de amostras de mão (à esquerda) e de corte de secção (à direita), granito Lagoas, amostras Val-G4 na linha superior e Val-G11 na linha inferior.....	19
Fig. 2.9- Aspeto geomorfológico, bloco pedunculado no granito de Valpaços.....	20
Fig. 2.10- Aspeto geomorfológico, bolas no granito de Valpaços.....	20
Fig. 2.11- Aspeto geomorfológico, bloco cogumelo no Granito de Valpaços.....	20
Fig. 2.12- Aspeto geomorfológico, tafone, no no Granito de Valpaços.....	20
Fig. 2.13- Aspeto geomorfológico, do granito de Valpaços: no vale do rio ocorrem marmitas de gigante/pias.	20
Fig. 3.1- Detalhe em corte para lâmina de uma amostra do granito de Valpaços.....	23
Fig. 3.2- Detalhe em corte para lâmina de uma amostra do granito de Lagoas.....	23
Fig. 3.3- Detalhe de um cristal de quartzo (Qtz) com aspectos de lamelas de deformação (N x).....	27
Fig. 3.4- Quartzo (Qtz), microclina (Mcl) e plagioclase (N x).....	27
Fig. 3.5- Detalhe de planos de inclusões fluídas num cristal de quartzo (Qtz) (N x)....	27
Fig. 3.6- Microlina (Mcl) com macla de Carlsbad onde é possível ver vénulas de albite (Ab) (N x).....	27

Fig. 3.7- Microclina (Mcl) com desenvolvimento de moscovite (Ms) secundária em fraturas e albite (Ab) segundo o plano de macla (N x).....	27
Fig. 3.8- Detalhe do desenvolvimento de moscovite (Ms) secundária em fraturas de microclina (Mcl) (N x).....	27
Fig. 3.9- Inclusão de plagioclase (Pl) na microclina (Mcl) (N x).....	28
Fig. 3.10- Detalhe de maclas em xadrez na microclina (Mcl) (N x).....	28
Fig. 3.11- Cristal de plagioclase (Pl) com zonamento marcado pelo desenvolvimento de moscovite secundária (sericites) (N x).....	28
Fig. 3.12- Cristal de plagioclase (Pl) com detalhe das maclas polissintéticas e presença de zona com sericite (N x).....	28
Fig. 3.13- Mirmequites num cristal de plagioclase (Pl) (N x).....	28
Fig. 3.14- Intercrescimento de biotite (Bt) e moscovite (Ms) com aspectos de cloritização da biotite (Bt) (N x).....	28
Fig. 3.15- Associação poliminerálica de Biotite (Bt), moscovite (Ms), andaluzite (And) e fibrolite (N //).....	29
Fig. 3.16- Aspeto dos cristais de biotite (Bt) e presença de inúmeras inclusões de apatite (Ap) e opacos (N //).....	29
Fig. 3.17- Cristal de biotite (Bt) com exsolução de rútilo acicular (N //)	29
Fig. 3.18- Aspetos de moscovitização da biotite (Bt) (N x).....	29
Fig. 3.19- Detalhe de cristais tabulares de moscovite (Ms) com ligeiro encurvamento das clivagens (N x).....	29
Fig. 3.20- Moscovite (Ms) com textura simpletítica no contacto com microclina (Mcl) (N x).....	29
Fig. 3.21- Cristal de moscovite (Ms) com associação de inúmeros cristais de fibrolite (silimanite) (N x).....	30
Fig. 3.22- Cristal de andaluzite (And) com orla de moscovite (Ms) (N x).....	30
Fig. 3.23- Cristal de moscovite (Ms) com ligeira extinção ondulante e “kink” (N x)	30
Fig. 3.24- Detalhe de quartzo (Qtz) em contactos com plagioclase (Pl) e moscovite (Ms) (N x).....	32
Fig. 3.25- Aspeto de feldspatização de um cristal de plagioclase (Pl) (N x).....	32
Fig. 3.26- Aspeto de feldspatização de um cristal de plagioclase (Pl) com moscovite secundária (N x).....	32
Fig. 3.27- Plagioclase (Pl) com moscovite (Ms) secundária disposta segundo planos de macla (N x).....	32
Fig. 3.28- Aspeto textural do granito de Lagoas (N x).....	32
Fig. 3.29- Moscovite (Ms) secundária disposta de forma radial (N x).....	32

Fig. 4.1- Comportamentos magnéticos e resposta a uma magnetização induzida (adaptado de Lillie, 1999).....	34
Fig. 4.2- Ordens magnéticas e as respetivas disposições dos momentos magnéticos.....	35
Fig. 4.3- Elipsoide de ASM, eixos principais e orientação do elipsoide numa amostra e no referencial geográfico (adaptado de Jover, 1986).....	39
Fig. 4.4- Diferentes tipos de “fabrics” magnéticos.....	40
Fig. 4.5- Mapa das estações de amostragem no granito de Valpaços, escala 1:106349.....	42
Fig. 4.6- Esquematização do processo de recolha de amostras.....	43
Fig. 4.7- Esquematização do processo de orientação de testemunhos.....	43
Fig 4.8- Processo de amostragem no campo.....	44
Fig 4.9- Esquematização do corte de testemunhos.....	45
Fig. 4.10- Máquina de corte de testemunhos e testemunhos cortados e referenciados e orientados.....	45
Fig. 4.11- Balança de suscetibilidade magnética - Modelo KLY4-S da Kappabridge (Agico).....	46
Fig. 4.12- Posições sucessivas, de colocação das amostras no porta-amostras, para as medições de suscetibilidade.....	46
Fig. 4.13- Mapa das 34 estações de amostragem com representação dos respetivos intervalos de valores médios de suscetibilidade magnética em cada estação, escala 1:106349. Histograma de frequência do parâmetro de suscetibilidade magnética (K) do granito de Valpaços.....	49
Fig. 4.14- Mapa das 34 estações de amostragem com representação da gama de valores médios de anisotropia paramagnética em cada estação, escala 1:106349. Histograma de frequência da anisotropia paramagnética (Ppara%) no granito de Valpaços.....	51
Fig. 4.15- Suscetibilidade magnética média (Km) <i>versus</i> anisotropia P “para” % média.....	52
Fig. 4.16- Mapa das 34 estações de amostragem com representação da gama de valores médios do parâmetro T em cada estação, escala 1:106349. Histograma de frequência do parâmetro T (T) no granito de Valpaços.....	53
Fig. 4.17- Representação do parâmetro T <i>versus</i> a anisotropia magnética e zonas de achatamento e constricção.....	54
Fig. 4.18- Estereogramas de “fabric” magnético por estação de amostragem (Schmidt, hemisfério inferior) (■ Kmax; ▲ Kint; ● Kmin).....	55

Fig. 4.19- Mapa estrutural das lineações magnéticas (escala 1:106349) e respetiva projeção estereográfica, na rede de Schmidt, hemisfério inferior, contornos de 2 a 14%.....	56
Fig. 4.20- Mapa estrutural das foliações magnéticas (escala 1:106349) magnéticas e respetiva projeção estereográfica, na rede de Schmidt, hemisfério inferior, contornos de 2 a 14%.....	57
Fig. 4.21- Distribuição de granitos do Norte e Centro de Portugal, segundo a proposta de classificação de Sant'Ovaia & Noronha (2005). Adaptado de Sant'Ovaia et al., 2014.....	59
Fig. 4.22- Representação do parâmetro T <i>versus</i> a anisotropia paramagnética de granitos do Norte e Centro de Portugal. Adaptado de Sant'Ovaia et al., 2014.....	60
Fig. 5.1- Mapa das estações de amostragem no granito de Valpaços, escala 1:106349.....	62
Fig. 5.2- Diagrama de Streckeisen e Le Maître (1979). $Q'=100*Q/(Q+Ab+An+Or)$ e $ANOR=100*An/(Or+An)$, com projeção de amostras do granito de Valpaços (x) e do granito de Lagoas (+). Campo 2- granito com feldspato alcalino; 3a- sienogranito; 3b- monzogranito; 4- granodiorito; 5a e 5b tonalito; 6*- quartzosienito com feldspato alcalino; 7*- quartzosienito; 8*- quartzomonzonioto; 9*- quartzomonzogabro; 10*- quartzodiorito, quartzgabro, quartzoanortosito; 6- sienito com feldspato alcalino; 7- sienito; 8- monzonito; 9- monzodiorito, monzogabro; 10- diorito, gabro, anortosito.....	70
Fig.5.3- Diagrama R1-R2 de LA ROCHE et al. (1980) com projeção de amostras do granito de Valpaços (x) e do granito de Lagoas (+). $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ e $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$. R1 e R2 expressos em milicatiões por 100 g de rocha.....	74
Fig.5.4- Diagrama A/NK <i>versus</i> A/CNK de Maniar e Piccoli (1989) com projeção de amostras do granito de Valpaços (x) e do granito de Lagoas (+).....	75
Fig.5.5- Diagrama Q-F e B-F de La Roche (1964) com projeção de amostras do granito de Valpaços (x) e do granito de Lagoas (+). B, F e Q expressos em milicatiões por 100g de rocha. a) Indicação da posição dos diagramas Q-F e B-F e das posições teóricas dos minerais essenciais dos granitos; b) Diagrama B-F; c) Diagrama Q-F.....	76
Fig 5.6- Projeção de amostras do granito de Valpaços (x) e do granito de Lagoas (+) no diagrama químico-mineralógico A-B de Debon e Le Fort (1983). A e B expressos em milicatiões por 100g de rocha. Campos: I – moscovite > biotite; II – biotite > moscovite; III – biotite;.....	77
Fig. 5.7- Diagrama $Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + MgO)$ <i>versus</i> SiO_2 (Frost et al., 2001) com projeção de amostras do granito de Valpaços (x) e do granito Lagoas(+)......	78
Fig. 5.8- Diagrama $Na_2O + K_2O - CaO$ <i>versus</i> SiO_2 (Frost et al., 2001) com projeção de amostras do granito de Valpaços (x) e do granito Lagoas (+)......	79

Fig. 5.9- Diagrama R1-R2 de La Roche et al. (1980) modificado por Batchelor e Bowden (1985) com projeção de amostras do granito de Valpaços (x) e do granito de Lagoas (+). R1 = $4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ e R2 = $6Ca + 2Mg + Al$. R1 e R2 expressos em milicatiões por 100 g de rocha. Domínios das principais associações tectónico-magmáticas: 1- toleítico, 2- calco-alcálico e trondjemítico, 3- calco-alcálico potássico, 4- sub-alcálico monzonítico, 5- alcálico e peralcalino, 6- leucogranitos anatóticos de duas micas.....	80
Fig. 5.10- Diagramas discriminantes Rb-(Y + Nb) e Nb-Y de Pearce et al. (1984) com projeção de amostras do granito de Valpaços (x) e do granito de Lagoas (+). Syn-COLG- granitóides de sin-colisão, WPG- granitóides intraplaca, VAG- granitóides de arcos vulcânicos e ORG- granitóides de cristas oceânicas.....	80
Fig. 5.11- Projeção das amostras de cada granito, normalizadas em relação ao granito hipotético da dorsal oceânica de Pearce et al. (1984) Amostras do granito de Valpaços (x) e do granito de Lagoas (+).....	81
Fig. 5.12- Diagramas CaO/Na ₂ O versus Al ₂ O ₃ /TiO ₂ de Sylvester (1998) revisto por Jung e Pfänder (2007) com projeção de amostras do granito de Valpaços (x) e do granito de Lagoas (+).....	82
Fig. 5.13- Diagrama de K ₂ O versus SiO ₂ de Le Maître (2002) para amostras do granito de Valpaços (x) e do granito de Lagoas (+).....	83
Fig. 5.14- Diagramas de variação de elementos maiores (%), menores (%) e traço (ppm) em função de %Fe ₂ O _{3t} para amostras do granito de Valpaços (x) e do granito de Lagoas (+).....	84
Fig. 5.14- (Continuação) Diagramas de variação de elementos maiores (%), menores (%) e traço (ppm) em função de %Fe ₂ O _{3t} para amostras do granito de Valpaços (x) e do granito de Lagoas (+).....	85
Fig. 5.14- (Continuação) Diagramas de variação de elementos maiores (%), menores (%) e traço (ppm) em função de %Fe ₂ O _{3t} para amostras do granito de Valpaços (x) e do granito de Lagoas (+).....	86
Fig. 5.15- Diagrama de terras raras do granito de Valpaços, normalizado em relação ao condrito C1 (Evensen et al., 1978), granito de Valpaços (___) e do granito de Lagoas (___).....	87
Fig. 5.16- Exemplo de diagrama de concordia, evolução de uma amostra num sistema fechado, e a evolução de uma amostra afetada por uma perda episódica de chumbo ou ganho de urânio, sistema aberto (Costa, 2011) segundo Dickin (2005).....	90
Fig. 5.17- Exemplos de cristais de zircão do granito de Valpaços e do granito de Vale de Gouvinhas.....	93

Fig. 5.18- Diagrama de concórdia das frações de zircão analisadas do granito de Valpaços. a) todos os pontos analisados; b) ponto concordante.....	94
Fig. 5.19- Diagrama de concórdia das frações de zircão analisadas do granito de Vale de Gouvinhas. a) todos os pontos analisados; b) ponto concordante.....	94
Fig. 5.20- Imagens de contraste de número atômico dos cristais de zircão do granitos de Valpaços e Vale de Gouvinhas, representados no diagrama de concordia. As circunferências a vermelho correspondem aos locais onde foram efetuadas as análises isotópicas U-Pb, por LA-Q-ICPMS. Estas imagens confirmam a heterogeneidade dos zircões.....	95
Fig. 5.21- Diagrama de concórdia das frações a) de monazite do granito de Valpaços (amarelo) e do granito de Vale de Gouvinhas (cinza), b) de zircão analisadas do granito de Valpaços (amarelo) e de Vale de Gouvinhas (branco).....	96
Fig. 5.22- Errócronas de rocha total para amostras do granito de Valpaços (x) e do granito de Lagoas (+).....	103
Fig. 5.23- Diagrama de correlação isotópica, ϵNdt versus $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ para amostras do granito de Valpaços (x) e do granito Lagoas (+). Com valores de $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ e ϵNdt calculados para uma idade de 300Ma.....	105
Fig. 5.24- Representação da composição dos feldspatos potássico do granito de Valpaços (x), no diagrama Ab-Na-Or.....	108
Fig. 5.25- Representação da composição das plagioclases do granito de Valpaços, no diagrama Ab-Na-Or. Amostras do granito Valpaços (x); centro (●), bordo (▲).....	109
Fig. 5.26- Representação da biotite do granito de Valpaços (x) no diagrama triangular $\text{Mg} - (\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti}) - (\text{Fe}^{2+} + \text{Mn})$ de Foster (1960).....	115
Fig. 5.27- Projeção da biotite do granito de Valpaços (x) no diagrama composicional Al^{VI} versus $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ de Deer et al. (1992).....	115
Fig. 5.28- Projeção da biotite do granito de Valpaços (x) no diagrama $\text{MgO} - \text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ de Nockolds (1947). Campos da biotite: I- coexistente com moscovite; II- não coexistente com outros minerais máficos; III- coexistente com piroxena e anfíbola...	116
Fig. 5.29- Diagramas de variação na camada octaédrica em função de Al^{IV} das biotites do granito de Valpaços (x). YVI representa o número total de catiões octaédricos...	117
Fig. 5.30- Representação da composição das biotites do granito de Valpaços (x), nos diagramas $\text{Y}3+ = \text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+}$ e $\text{Y}2+ = \text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Mn}$ em função de Al^{IV} e $\text{XFe} = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ em função de Al^{IV} . Fe^{2+} e Fe^{3+} estimados em função da equação de Bruyine et al. (1983).....	118
Fig. 5.31- Projeção da biotite do granito de Valpaços (x) no diagrama $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ de Gokhale (1968). mt-ms- biotite das rochas metamórfico-metassomáticas; mg. Biotite das rochas magmáticas.....	118

Fig. 5.32- Projeção da biotite do granito de Valpaços (x) no diagrama Mg- $Al^{IV}+Al^{VI}$, de Nachit et al. (1985).....	119
Fig. 5.33- Projeção da biotite do granito de Valpaços (x) nos diagramas de Abdel-Rahman (1994). A- biotites de séries alcalinas anorogénicas; C- séries calcóclinas orogénicas; P- séries peraluminosas, incluindo granitos do tipo S.....	120
Fig. 5.34- Projeção da moscovite do granito de Valpaços (x), no diagrama de percentagem de molécula paragonítica e celadonítica Mg-Ti-Na de Miller et al., (1981).....	123
Fig. 5.35- Projeção da moscovite: primária(x) e secundária (o) do granito de Valpaços, no diagrama Mg-Ti-Na de Miller et al., (1981). Campos: P- moscovite primária; S- moscovite secundária.....	124

Índice de tabelas

Tabela 2.1- Classificação estrutural dos granitóides ibéricos (adaptado de Ferreira et al., 1987 in Azevedo e Aguado, 2013).....	12
Tabela 4.1 - Tabela de valores de suscetibilidade magnética de alguns minerais	37
Tabela 4.2- Dados médios de anisotropia da suscetibilidade magnética para cada estação de amostragem. Km: suscetibilidade média em 10 ⁻⁶ SI; Ppara%: anisotropia paramagnética; T: parâmetro de forma (Jelinek, 1981); Dec, inc: direção, inclinação; E12, E23 e E31: 95% ângulos de confiança correspondentes aos três eixos; N: número de amostras por estação; -: dados não disponíveis.....	48
Tabela 4.3 - Parâmetros de suscetibilidade magnética (K), anisotropia paramagnética (Ppara%) e parâmetro de forma (T) de granitos da Zona Galiza Tras os Montes. N, número de estações de amostragem. Adaptado de Sant'Ovaia et al., 2014.....	58
Tabela 5.1- Análises químicas (%), elementos menores (ppm) e terras raras (ppm) dos granitos de Valpaços e Lagoas.....	71
Tabela 5.1 (continuação) - Análises químicas (%), elementos menores (ppm) e terras raras (ppm) dos granitos de Valpaços e Lagoas.....	72
Tabela 5.2- Norma C.I.P.W. das amostras do granito de Valpaços e do granito de Lagoas.....	73
Tabela 5.3- Terras raras (ppm) dos granitos de Valpaços e Lagoas.....	88
Tabela 5.4- Dados isotópicos U - PB de zircão do granito de Valpaços e do granito de Vale de Gouvinhas, por LA-Q-ICPMS.....	97
Tabela 5.5- Dados isotópicos U - PB de zircão do granito de Valpaços e do granito de Vale de Gouvinhas, por ID-TIMS.....	98
Tabela 5.6- Dados isotópicos Rb - Sr dos granitos estudados. Os valores de (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i nas amostras de granitos foram calculados para uma idade de 300Ma.....	102
Tabela 5.7- Dados isotópicos Sm - Nd dos granitos estudados. Os valores de (¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ SNd) _i e εNdt nas amostras de granitos foram calculados para uma idade de 300Ma.....	104
Tabela 5.8- Média e desvios padrão das análises químicas médias (%peso) e fórmulas estruturais do feldspato potássico do granito de Valpaços.....	107
Tabela 5.9- Resumo das composições dos feldspatos do granito de Valpaços.....	108
Tabela 5.10- Análises químicas médias (%peso) e fórmulas estruturais representativas da plagioclase do granito de Valpaços.....	110

Tabela 5.11- Resumo dos teores de (%peso) dos feldspatos do granito de Valpaços.....	111
Tabela 5.12- Análises químicas (% peso) médias das biotites do granito de Valpaços.....	113
Tabela 5.13- Fórmulas estruturais das composições químicas médias das biotites do granito de Valpaços, correspondentes às análises da tabela 5.7.....	114
Tabela 5.14- Média e desvio padrão das análises químicas médias (%peso) e fórmulas estruturais da moscovite primária e secundária, do granito de Valpaços.....	121
Tabela 5.15- Média e desvio padrão das análises químicas médias (%peso) e fórmulas estruturais da moscovite secundária, do granito de Valpaços.....	122

1- Introdução

Os granitos são rochas magmáticas que têm sido amplamente estudadas, por apresentarem uma grande variedade composicional, se revelarem bons marcadores do ambiente geológico onde se geraram e, o seu estudo ser essencial para a compreensão dos mecanismos da evolução geodinâmica crustal ao longo do tempo (Best e Christiansen, 2001). No entanto, a origem dos granitos não é exclusivamente crustal (Lameyer e Bonin, 1991) podendo o manto também ser responsável pela produção de rochas de composição granítica (Lameyer, 1987).

Várias classificações têm sido propostas para as rochas graníticas e variam em função dos critérios utilizados: geoquímicos e mineralógicos (Chappell e White, 1974, Ishihara, 1977, 2004; Loiselle e Wones, 1979; Collins et al., 1982; Didier et al., 1982) e/ou geodinâmicos (Pitcher, 1987; Barbarin, 1990; Chappell e White, 1992 e 2001) . No entanto, é necessário ser cuidadoso na aplicação destas classificações, uma vez que, podem existir granitoides que não se enquadram em nenhum dos grupos definidos, ou podem partilhar características de grupos distintos (Barbarin, 1990). Desta forma, torna-se necessário caracterizar as rochas com base em variados critérios, como petrográficos, geoquímicos e isotópicos, tendo também em consideração o ambiente geodinâmico.

No que respeita à génese, os magmas graníticos, resultam da sucessão e/ou sobreposição de processos que ocorrem no interior da crosta (Tuttle e Bowen, 1958) e têm sido propostos vários processos petrogenéticos para a sua formação, que tentam justificar a sua variabilidade composicional. A heterogeneidade da fonte de origem, diferentes graus de fusão parcial, mistura de magmas, fracionamento de materiais restíticos, cristalização fracionada, assimilação ou contaminação e a alteração hidrotermal, são exemplos dos principais processos que podem ocorrer isolados, em simultâneo ou sequencialmente e que podem justificar a variabilidade composicional dos granitos (Chappell, 2005).

Os magmas após a sua génese podem, posteriormente, modificar-se por processos de cristalização fracionada, que representam a precipitação ou remoção de cristais de um reservatório magmático que leva à formação de magmas de composição mais evoluída. Este processo é característico de magmas graníticos de alta temperatura e, por vezes, nos estádios finais de evolução de granitos de baixa temperatura, e é caracterizado por termos finais muito evoluídos (Chappell et al., 2005).

As modificações composicionais podem ocorrer também devido à assimilação de material das paredes da câmara magmática (De Paolo, 1981; Gomes e Neiva, 2005) e tratando-se de um processo de mistura, este é caracterizado por tendências evolutivas lineares (Barbain e Diddy, 1992) e desenvolvimento de rochas híbridas localmente, associadas a séries graníticas de baixa temperatura, sendo considerado um processo mais raro (Clemens, 2003). É ainda possível associar a este processo variações isotópicas, que podem estar associadas à heterogeneidade das fontes, mistura insuficiente de magmas, assimilação e também desequilíbrios isotópicos (Clemens, 2003).

Estes factos estão de algum modo associados à classificação genética dos magmas graníticos como sendo do tipo I, S, A (alcalinos) e H (híbridos). Chappell e White (1974, 1984, 1992) definiram os granitos do tipo I e S com base nos granitos de Lachlan Fold Belt na Austrália, e tendo em conta parâmetros mineralógicos, químicos e isotópicos. Definiram os granitos do tipo I, como resultantes da fusão parcial de rochas ígneas ou metagíneas em níveis basicrustais e/ou infracrustais que nunca estiveram expostas a erosão, enquanto os granitos do tipo S resultariam da fusão parcial de rochas metassedimentares crustais. Por outro lado, os granitos do tipo A, definidos por Loiselle e Wones (1979), são granitos alcalinos e alcalino-cálcicos, com presença abundante de minerais máficos e composições isotópicas compatíveis com contribuição mantélica e que estão, em geral, associados a ambientes anorogénicos. Os granitos híbridos (Castro et al., 1991b) são genericamente todos os granitos que provêm da mistura de dois magmas de composições distintas. Apresentam composições intermédias entre os termos máficos e félsicos originais, podem conter xenocristais de feldspato, o que é confirmado pela comparação de composições entre os fenocristais e os cristais da matriz. Granitos que resultem de fusão parcial com diferenciação e assimilação também são considerados híbridos (Gomes e Neiva, 2005; Garcia Moreno et al., 2007).

Na ascensão e instalação, o movimento do magma é controlado por vários fatores: a viscosidade do magma, a viscosidade do encaixante, a pressão do magma, o regime tectónico e o tempo.

Os modelos de ascensão foram sendo motivos de controvérsia, nomeadamente pelos principais modelos, o diapirismo e o “dyking”. Jacques e Reavy (1994) propõem que o modelo de ascensão associado a falhas e a zonas de cisalhamento seja o “dyking”, enquanto o diapirismo ocorre preferencialmente em sectores da crosta mais homogéneos ou, mais provavelmente, em condutas geradas em pontos de interseção de falhas importantes.

A viscosidade do magma e do encaixante, são determinantes para a ascensão/installação, a conjugação destes fatores é determinante: se a viscosidade do magma for inferior à do encaixante, a ascensão e instalação através de fraturas será o mais previsível; se a viscosidade do magma for superior à do encaixante o seu deslocamento em fraturas dificilmente se processará e, a ascensão e instalação diapírica será o mecanismo mais provável, desde que as tensões tectónicas sejam suficientemente grandes. A não existência de contraste de viscosidades entre o magma e o encaixante, implica que a ascensão só terá lugar se se verificarem condições tectónicas favoráveis (falhas inversas/carreamentos) (Pamplona, 2001).

O modo de implantação e forma dos maciços estão condicionados por diferentes fatores. A geometria final do maciço dependerá da coesão local das rochas encaixantes e da pressão do magma, um plutão tem uma forma de funil “funnel-shaped” se o espaço da intrusão é controlado pelo deslocamento para cima de blocos crustais (Benn et al., 1998); tem uma forma de lacólitos achatados se o magma preenche fraturas sub-horizontais (Roman-Berdiel et al., 1995).

Os estudos de Anisotropia da Suscetibilidade Magnética (ASM) aplicados a rochas granitóides, têm-se desenvolvido nos últimos anos, ajudando a compreender melhor os “fabrics” em plutões graníticos. Estudos deste tipo foram largamente realizados em granitoides da cadeia hercínica dos Pirinéus, como é o caso dos maciços da Maladeta, Agly ou de Mont-Louis (Gleizes et al., 1993; Leblanc et al., 1994, Bouchez, 1997 e Olivier et al., 2004). Em alguns destes maciços, estudos de ASM foram combinados com estudos de geoquímica. Este tipo de estudos foram também realizados em granitos de outros locais como por exemplo, o complexo granítico de Rosses, no NW da Irlanda (Stevenson, 2009), em depósitos riolíticos em Cataviña, México (Olguín-Villa et al., 2013), o estudo de instalação do granito de Trawenagh Bay e o novo modelo de instalação proposto para o batólito de Donegal também no NW da Irlanda (Stevenson et al., 2007, 2008), no sienito do Piquiri, no Brasil (Sbarini, 2012), batólito de Santa Marta na Colômbia (Salazar, 2016), entre outros.

O estudo da ASM nestes maciços permitiu definir com precisão zonamentos petrográficos, marcados por estruturas magmáticas que, nos granitos, são difíceis de medir diretamente em campo ou usando medidas laboratoriais clássicas ou mesmo em lâminas delgadas. O “fabric” magnético mostrou ser uma medida direta da orientação preferencial da biotite, no caso dos granitos de comportamento paramagnético, pois este mineral caracteriza-se por ser um marcador planar da foliação magmática. Para além disso, o conhecimento da anisotropia magnética sugere

funcionar como uma aproximação quantitativa da intensidade do regime de deformação do magma durante a sua instalação.

No caso de granitos portugueses existem dados de ASM em vários maciços graníticos hercínicos: Porto, Vila Pouca de Aguiar, Águas Frias-Chaves, Castelo Branco, Vila da Ponte, Caria, Castro Daire, Romeu, Monção, Gralheira, Serapicos, Minheu, Nisa, Viseu, Lavadores, Santa Eulália e Argemela (Moreira e Ribeiro, 1994; Ribeiro et al. 1995; Sant'Ovaia et al., 2000; Couto et al., 2003; Martins et al., 2004; Sant'Ovaia e Noronha, 2005; Sant'Ovaia et al., 2008; Martins et al., 2009; Sant'Ovaia et al., 2010, 2013, 2014, 2015).

Estudos multidisciplinares em que foram combinados a petrografia, geoquímica e ASM foram apenas realizados nos maciços de Vila Pouca de Aguiar, Águas Frias, Lavadores, Vieira do Minho e Santa Eulália (Martins et al., 2009, 2011, 2013, Sant'Ovaia et al., 2003, 2014). Esta combinação de estudos multidisciplinares, reflete uma tendência recente, que ainda não é muito generalizada, mesmo na literatura internacional. A título de exemplo referem-se estudos realizados em maciços de granitos calco-alcalinos cretácicos de Saruhan na Turquia (Aydin et al., 2007), de granitos Neoproterozoicos do Brasil (Archanjo e Fetter, 2003), de granitos hercínicos de Cabeza d'Araya em Espanha (Vigneresse e Bouchez, 1997), de granitos do Maciço Central Francês (Gébelin et al., 2006; Joly et al., 2008), do Mont-Louis nos Pirinéus (Gleizes et al., 1993), e do maciço Qingyang–Jiuhua na China (Wei et al., 2014), de Sulawesi na Indonésia (Maulana, 2014) e doutras rochas ígneas como por exemplo em gabros da zona paleogénica ígnea Britânica (O'Driscollo et al., 2008), e num tonalito de Aracuai, Brasil (Mondou et al., 2012).

A escolha do plutão granítico de Valpaços para este estudo, justificou-se pelo facto de se tratar de um plutão de afloramento circunscrito e pelo facto de os estudos existentes sobre o mesmo serem escassos e existirem classificações diferentes para os granitos que o constituem.

No estudo do plutão granítico de Valpaços, foi aplicado um estudo multidisciplinar, que para além dos dados de petrografia e geoquímica, combinou dados geocronológicos e petrofísicos com aplicação da técnica de Anisotropia da Suscetibilidade Magnética (ASM), garantindo assim uma mais completa abordagem.

1.1- Localização geográfica e geomorfologia

O plutão de Valpaços está situado numa área localizada no nordeste de Portugal, na província de Trás-os-Montes e Alto Douro, distrito de Vila Real (Fig.1.1).

A zona é acessível pelas estradas nacionais 206 - Vila Pouca de Aguiar – Bragança e 213 - Mirandela - Chaves.

A área estudada ocupa uma superfície com aproximadamente 131 km² e reparte-se pelas folhas nº 48- Vilarandelo-Valpaços e 62- Valpaços, do Instituto Geográfico do Exército, à escala 1:25 000. Está também representada na Carta Geológica de Portugal, folha 7C, à escala de 1:50 000 (Rodrigues, 2010) e na folha 2 da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000 (Pereira, 2002).

A principal linha de água é o rio Rabaçal, com orientação aproximada de N30°E nesta zona. É um curso de água em vales encaixados, controlados por acidentes tectónicos. A área é ligeiramente acidentada, com as maiores elevações a 620 m, 496 m e 455 m, respetivamente nos vértices geodésicos do Cabeço, Fantaínhas e Boi. Os locais de menor altitude, 240 m a 280 m, localizam-se junto ao rio Rabaçal.

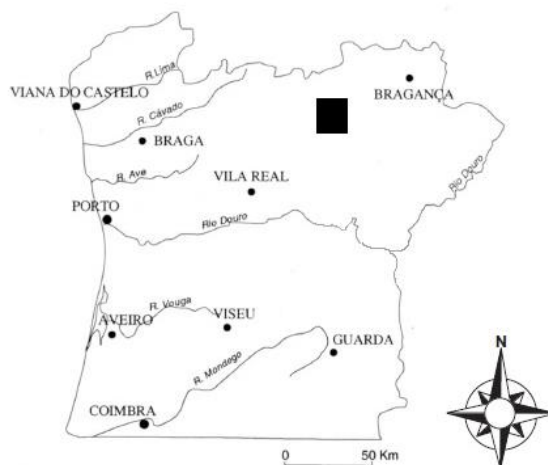


Fig. 1.1- Enquadramento geográfico da área estudada, assinalado com retângulo a negro.

1.2- Trabalhos anteriores

A geologia da Zona Centro-Ibérica tem sido alvo de imensos estudos, em várias vertentes, nomeadamente petrográfica, mineralógica, geoquímica, estrutural e metalogénica, no entanto, na área de Valpaços, os estudos são escassos.

Os trabalhos mais antigos remontam a 1971, tratando-se de um estudo sobre a geologia, petrografia, geoquímica e metalogenia (Farinha Ramos et al., 1971; Gomes da Silva, 1971; Regêncio Macedo e Farinha Ramos, 1971).

Farinha Ramos et al. (1971) apresentam uma descrição petrográfica, mineralógica das rochas graníticas e das ocorrências minerais na área Valpaços-Vilarandelo-Sonim, propondo a individualização de sete granitos e de um aplogranito nesta área: Águas Frias, Cerdeira, Sá, Valpaços, Vale Gouvinhas, Alvarelhos e Rebordelo. Estes autores consideram dois grupos de granitos: os alcalinos e os calco-alcalinos e demonstram, a partir da relação $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, que a origem dos primeiros é crustal e que os segundos apresentam uma relação $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ bastante mais baixa, sugerindo uma origem no manto superior com contaminação crustal, por terem sido gerados em níveis mais profundos de crosta. Consideram ainda o plutão de Valpaços como constituído por um granito hercínico, pós-tectónico, intruído em metassedimentos de idade silúrica e cortando igualmente granitos mais antigos.

Ferreira et al. (1987) classifica o granito de Valpaços como um granito de duas micas com mais ou menos biotite, por vezes com restites, podendo conter minerais de metamorfismo, nomeadamente cordierite e silimanite, com carácter peraluminoso e apresentando características dos granitos do tipo S.

Na folha 2 da Carta Geológica de Portugal à escala de 1:200 000 (Pereira, 2002), o plutão de Valpaços é incluído no grupo dos granitos tardi a pós-tectónicos de grão grosseiro, porfiróides de duas micas, essencialmente biotíticos.

Estudos preliminares entretanto realizados (Corrêa-Ribeiro, 2008; Corrêa-Ribeiro et al., 2008, 2009), consideraram o granito de Valpaços como sendo um granito de duas micas, fortemente peraluminoso, do tipo ilmenite e com características dos granitos do tipo S.

Recentemente, foi publicada a folha 7C da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000 (Rodrigues, 2010), onde se encontra cartografado aproximadamente metade do plutão, a sua parte sul, podendo-se verificar que há algumas diferenças na cartografia dos limites do plutão comparativamente à cartografia anterior e que o granito de Valpaços é considerado como um granito tardi a pós-tectónico relativamente à fase D₃ da orogenia hercínica.

1.3- Objetivos do estudo

O objetivo geral deste trabalho é o da caracterização do plutão de Valpaços, contribuindo para o conhecimento da sua génese e cinemática de instalação, aplicando uma metodologia multidisciplinar.

Para esse efeito, foram definidos os seguintes objetivos específicos:

- compreender a relação do plutão Valpaços com litologias envolventes, através do reconhecimento geológico da área;
- caracterizar petrograficamente os granitos estudados, definindo a mineralogia primária, acessória e secundária;
- caracterizar os granitos do ponto de vista geoquímico, mineralógico e isotópico;
- apresentar uma idade para o granito Valpaços, através da análise geocronológica de zircões, utilizando o método U-Pb;
- definir o “fabric” magnético, através de estudos de Anisotropia da Suscetibilidade Magnética;
- testar e obter um modelo petrogenético, integrando todos os dados obtidos.

2- Geologia

2.1- Enquadramento geológico

Na zona ocidental da Península Ibérica está representado o afloramento mais ocidental da cadeia hercínica na Europa, que tem a sua génese relacionada com um modelo de colisão continental proposto por vários autores (Iglésias et al., 1983; Ribeiro et al., 1983, 1990). Este afloramento, forma o Maciço Ibérico, que se divide em várias zonas geotectónicas, que sofreram ligeiras alterações nos seus limites e designações, desde a primeira proposta de Lotze (1945). Atualmente são consideradas as seguintes zonas geotectónicas: Zona Cantábrica, Zona Astur-Occidental-Leonesa, Zona Centro-Ibérica, Zona da Galiza-Trás-os-Montes, Zona de Ossa-Morena e Zona Sul-Portuguesa (Farias et al., 1987; Arenas et al., 1988; Ribeiro, 2006; Martínez Catalán et al., 2007; Dias e Ribeiro, 2013) (Fig. 2.1).

O plutão de Valpaços está localizado na Zona Galiza-Trás-os-Montes (ZGTM).

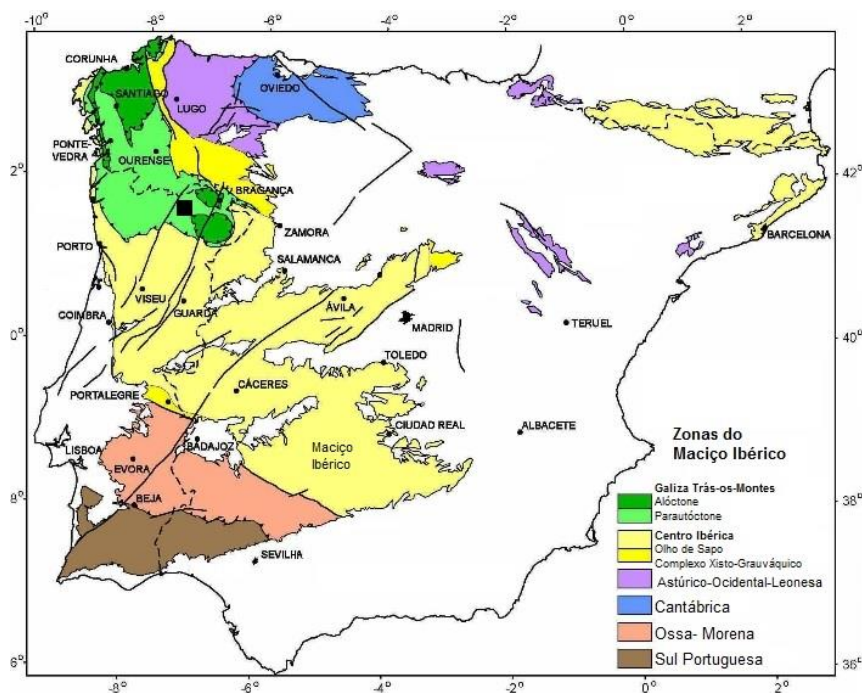


Fig.2.1- Localização geotectónica do plutão de Valpaços, assinalado com retângulo negro e delimitações de domínios do Maciço Ibérico (adaptado de Martínez Catalán et al., 2007).

2.1.1- Orogenia hercínica

A tectónica da cadeia hercínica apresenta um carácter polifásico, reconhecido por vários autores (Ribeiro 1974; Ribeiro et al., 1979; Noronha et al. 1979) em que na ZGTM se manifesta por estruturas que resultam da atuação de três fases de deformação dúctil (D_1 , D_2 , D_3) e por uma fase frágil, D_4 .

O primeiro evento da deformação hercínica (D_1) terá alcançado uma maior intensidade nas zonas mais internas da cadeia hercínica. Esta primeira fase terá originado dobras com vergências diferentes, consoante se trate de terrenos autóctones, parautoctones ou alóctones, mas com orientação predominante NW-SE. Estas dobras apresentam plano axial vertical nos terrenos autóctones e são inclinados nos terrenos parautoctones.

A segunda fase de deformação (D_2) traduz-se pela formação de dobras deitadas (associadas a carreamentos) e desenvolve uma foliação de plano axial sub-horizontal (Dias e Ribeiro, 1995). Esta fase está bem representada no alóctone e menos no parautoctone e no autóctone.

A terceira fase de deformação (D_3) traduz-se pela formação de dobras de amplitude quilométrica de plano axial sub-vertical e de direção geral $N120^\circ$ a $N130^\circ$ às quais se associa geralmente uma clivagem de crenulação. Esta fase é intra-vestefaliana (Dias e Ribeiro, 1995), está representada nos terrenos alóctones, parautoctones e autóctones e em relação com ela, geraram-se zonas de cisalhamento dúctil sub-verticais NW-SE direitas e ENE-WSW esquerdas (Iglesias e Choukrone, 1980).

As fases D_3 e D_4 correspondem ao período pós-colisional, que decorre desde o Carbónico Médio ao Pérmico, sendo durante a fase D_3 que ocorre a instalação da maioria dos granitoides da Zona Centro-Ibérica (ZCI) designados por sin-tectónicos ($\text{sin}D_3$).

O período pós- D_3 , ter-se-á iniciado no Carbónico Superior e terá continuado até ao Pérmico. Arthaud e Matte (1975), situam as fases tardi-hercínicas entre os 300 Ma e os 270 Ma e referem estas fases como devidas a uma campo de tensões com a direcção de compressão máxima, σ_1 , a variar de N-S a NW-SE.

2.1.2- Rochas graníticas da ZCI e ZGTM

A diversidade de granitoides presentes na ZCI, levou à necessidade de estabelecer classificações de acordo com dados: geológicos, geoquímicos, geocronológicos e estruturais (Schermerhorn, 1956; Oen, 1970; Ferreira et al., 1987).

Com base em dados geológicos e tectono-metamórficos, Schermerhorn (1956) e Oen, 1970, definiram dois grandes grupos de granitos: “Older” (os mais antigos), concordantes com as estruturas metamórficas regionais e “Younger” (os mais recentes) que não apresentam qualquer relação com o metamorfismo regional. Quando comparada com a classificação de Capdevila e Floor (1970), verifica-se a relação do grupo “Older” com a série dos granitos de duas micas e com granodioritos e granitos biotíticos precoces, e o grupo “Younger” com os granitoides da série calco-alcalina, maioritariamente biotíticos.

Com base em estudos de campo, Ferreira et al. (1987), relacionaram-os temporalmente com a deformação, nomeadamente com a fase D_3 , estabelecendo os grupos: ante- D_3 , sin- D_3 , tardi- D_3 e pós- D_3 (Fig. 2.2) e classificaram-os como “Granitos de duas micas” e “Granitos biotíticos com plagioclase cálcica”. Posteriormente, Dias et al. (1998) definem três intervalos de idades relativamente à fase D_3 , colocando os granitoides sin- D_3 no intervalo temporal 320 - 310 Ma, os tardi- D_3 no intervalo 310 - 305 Ma, os tardi a pós- D_3 com cerca de 300 Ma e finalmente os pós- D_3 com 300 - 290 Ma.

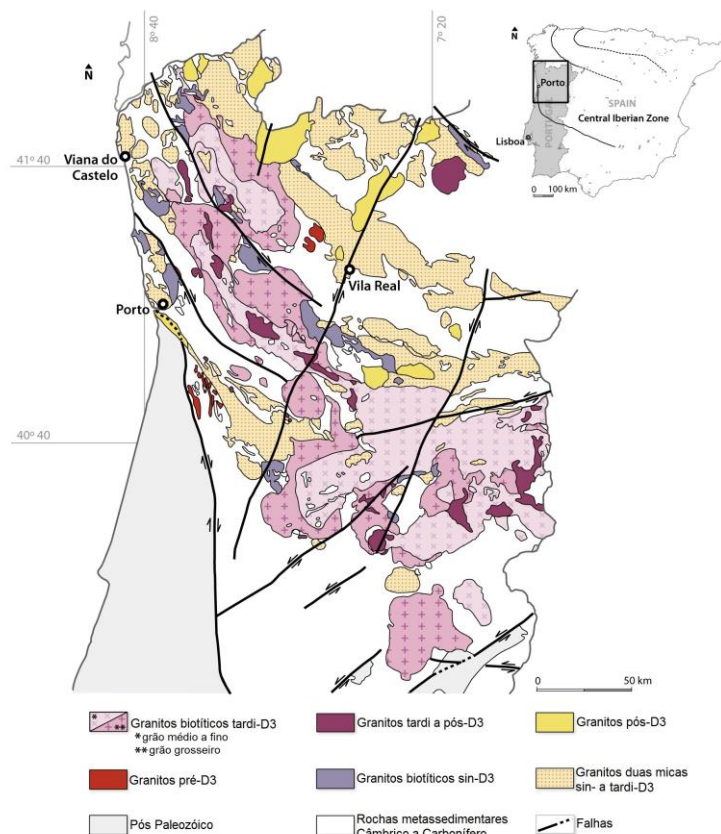


Fig.2.2- Distribuição dos granitoides hercínicos, sin a pós-tectónicos, na Zona Centro-Ibérica (adaptado de Ferreira et al., 1987)

Em Portugal, embora existam granitoides de todos os grupos geocronológicos, são escassos os granitoides ante-D₃. Na Tabela 2.1 apresenta-se uma síntese das classificações já descritas, assim como a sua correspondência com os tipos de rochas associadas (Azevedo e Aguado, 2013). Assim os granitoides sin-D₃ (Fig. 2.2) englobam granitos e leucogranitos de duas micas e também granodioritos e granitos biotíticos, enquanto que os granitoides tardi- e pós-D₃ correspondem a granitos biotíticos e granodioritos em complexos intrusivos não deformados, contemplando também granitos biotítico-moscovíticos e de duas micas que se instalaram tardiamente ou posteriormente à fase D₃ (Azevedo e Aguado, 2013). Os intervalos de idades U-Pb, apresentados na Tabela 2.1 definidos por Azevedo e Aguado (2013) baseiam-se em dados isotópicos U-Pb obtidos em zircões e monazites.

Tabela 2.1- Classificação estrutural dos granitoides ibéricos (adaptado de Ferreira et al., 1987 in Azevedo e Aguado, 2013)

Classificação		Fácies mais comum	Idades U-Pb
Granitoides tardi a pós-D ₃	“Younger”	- granitos biotíticos, biotíticos-moscovíticos e de duas micas, por vezes porfiróides - granitos essencialmente biotíticos, frequentemente porfiróides - gabros, dioritos, monzodioritos e granodioritos	310 - 290 Ma
Granitoides sin-D ₃	“Older”	- leucogranitos e granitos de duas micas, com deformação variável - granodioritos e granitos biotíticos, com deformação variável	320 - 310 Ma
Granitoides ante-hercínicos	“Oldest”	- granitoides do Proterozóico Superior ao Paleozóico Inferior (ortognaisses)	

2.2- Geologia da área estudada

A caracterização das rochas aflorantes na área de Valpaços foi efetuada com base nos trabalhos de campo realizados e nas Cartas Geológicas de Portugal disponíveis, Folha 7C - Mirandela, escala 1:50 000 e Folha 2, escala 1:200 000, ambas da responsabilidade da Unidade de Geologia e Cartografia Geológica do Laboratório Nacional de Energia e Geologia (Rodrigues, 2010; Pereira, 2002, respetivamente).

O plutão de Valpaços (Fig. 2.3) é constituído por um granito de duas micas de grão grosseiro com tendência porfiróide com ocorrências de pequenos afloramentos/stocks de uma fácies de granito moscovítico fino, o granito de Lagoas. O plutão apresenta um contorno aproximadamente circular e contacta a Norte/Nordeste com granitos sin-tectónicos, instalados ao longo do antiforma Lamacos - Torre Dona Chama (Gomes, 1996) e nos restantes limites com metassedimentos de idade Silúrica (Rodrigues, 2006, 2008).

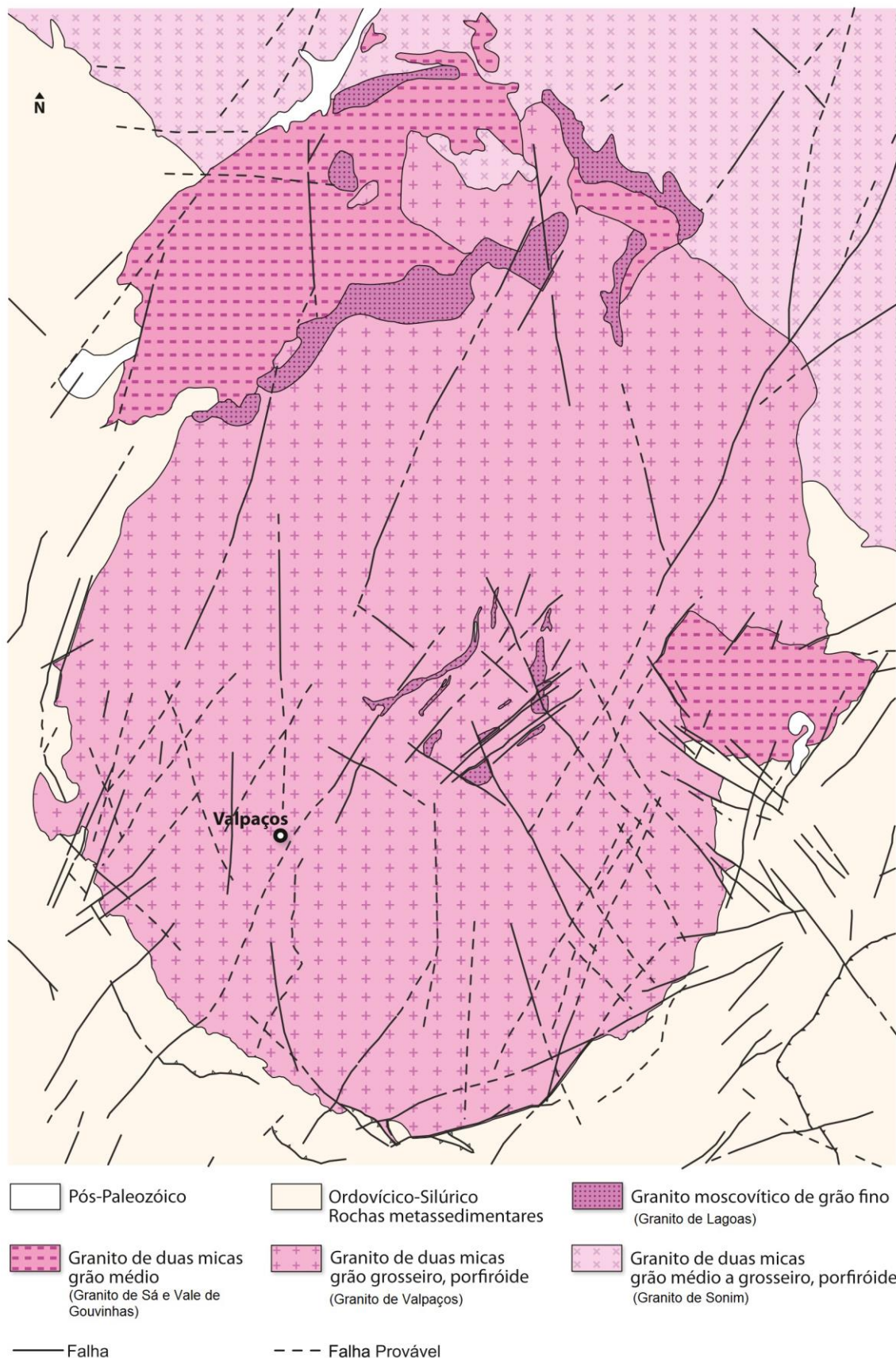


Fig. 2.3- Carta geológica da região de Valpaços, escala 1:106349 (adaptado da Folha 7C-Mirandela da Carta Geológica, de 1:50 000 e da Folha 2 da Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000).

2.2.1- Metassedimentos

De acordo com a cartografia existente, Cartas Geológicas de Portugal: Folha 7C – Mirandela, escala 1:50 000 (Fig. 2.4) e Folha 2, escala 1:200 000, da Unidade de Geologia e Cartografia Geológica do Laboratório Nacional de Energia e Geologia (Pereira, 2002; Rodrigues, 2010), são vários os litótipos de rochas metassedimentares presentes, que estão fortemente deformados pela orogenia hercínica e metamorfizados. No entanto, no mapa geológico simplificado da área estudada (Fig. 2.3) não se individualizam estas várias litologias das rochas metassedimentares.

As rochas metassedimentares, correspondem em extensão e descrição ao sub-domínio Peritransmontano (Ribeiro, 1974). Nesta diversidade litológica, as litologias surgem vulgarmente em intercalações finas onde dominam os filitos, os metagrauvaques e em menor quantidade metapsamitos imaturos (Rodrigues, 2008). As formações encaixantes do plutão de Valpaços correspondem às formações designadas por Formação de Filitos Cinzentos (FXC), Formação dos Quartzitos Superiores, Formação dos Xistos Superiores, e Formação dos Xistos e Grauvaques Culinantes, respetivamente do topo para a base (Pereira, 2002; Rodrigues, 2006, 2008, 2010), e estão inseridas no Domínio Parautóctone Superior do Complexo de Mantos Parautóctones de idade Silúrica Inferior (Rodrigues et al., 2013) (Fig. 2.4).

Segundo Rodrigues (2008) a Formação dos Filitos Cinzentos (FXC) resulta de um desmembramento do Complexo de Xistos, Grauvaques e Psamitos e consequente sub-divisão. A FXC aflora a Oeste da Serra de Santa Comba e a Norte da Serra da Garraia, formando assim o núcleo da macroestrutura formada por ambas as Serras, que corresponde a um manto-dobra fase D₁ da orogenia hercínica. Estas duas serras localizam-se a SE do plutão de Valpaços. Desde a Serra de Santa Comba até à localidade de Veiga de Lila (Concelho de Valpaços, a SW e próximo do contacto com plutão granítico de Valpaços), esta formação ocorre sobreposta por contacto tectónico às formações dos Quartzitos Superiores e dos Xistos Superiores, desenvolvendo-se segundo uma direção geral N-S. A FXC corresponde à unidade mais antiga na região, que foi mobilizada durante o processo de formação dos mantos-dobra. No seu topo fica a Formação dos Quartzitos Superiores que ocorre na grande mancha correspondente às serras da Garraia e Santa Comba e, a Sul, o conjunto aflorante que se prolonga segundo uma direção geral E-W junto ao carreamento de base do

Domínio Paurautóctone Superior entre as povoações de Palheiros e Navalho (Sul de Avidagos) (Rodrigues, 2008). Estas manchas localizam-se a Sul e Sudoeste de Valpaços e no campo são facilmente identificadas na paisagem pelos relevos resistentes originados pelos afloramentos quartzíticos, como são exemplo as Serras já referidas.

A Formação dos Xistos Superiores ocorre em manchas com áreas mais diminutas localizadas a Sul e Este do plutão de Valpaços. Os limites inferior e superior desta formação são contactos estratigráficos, ainda que não possa garantir a continuidade de sedimentação entre formações adjacentes, devido à quase completa ausência de vestígios fósseis (Rodrigues, 2008). Assenta sobre a Formação dos Quartzitos Superiores e passa superiormente à Formação dos Xistos e Grauvaques Culminantes. O contacto com a Formação dos Quartzitos Superiores pode ser observado, com dificuldade devido à existência de depósitos de vertente, a Oeste das povoações de Passos e Sucções (povoações localizadas a Sul do plutão Valpaços), correspondendo a um contacto sedimentar, sem sinais de movimentação tectónica. Já o contacto com a Formação dos Xistos e Grauvaques Culminantes, que aflora no sopé meridional da Serra da Garraia, que se localiza a SE do plutão de Valpaços, está em situação de flanco inverso e aí, as litologias escuras da Formação dos Xistos cinzentos demonstram sinais de tectonização, filonitização e catáclase dos materiais. As evidências de movimentação são associadas por Rodrigues (2008) ao acidente associado ao flanco inverso, não implicando, a nível de interpretação estratigráfica, qualquer modificação da posição estratigráfica entre as unidades em referência.

CARTA GEOLÓGICA DE PORTUGAL

Folha 7-C MIRANDELA

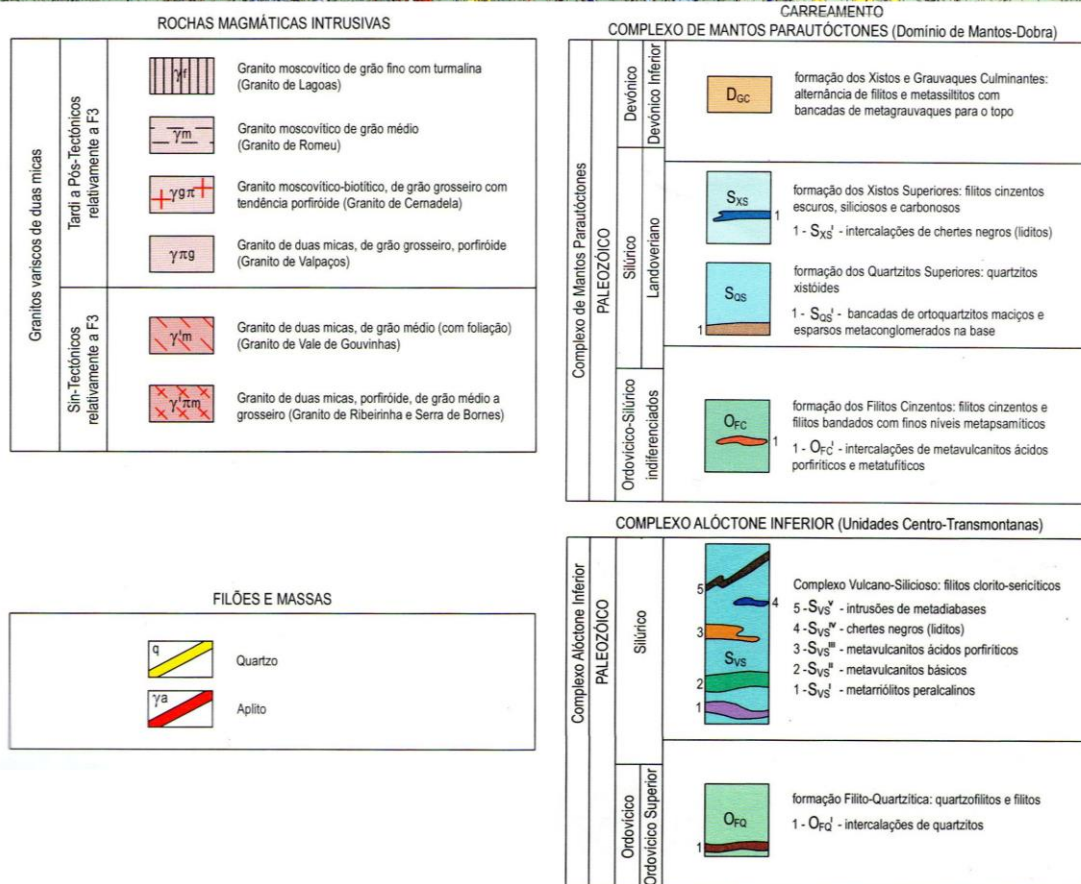
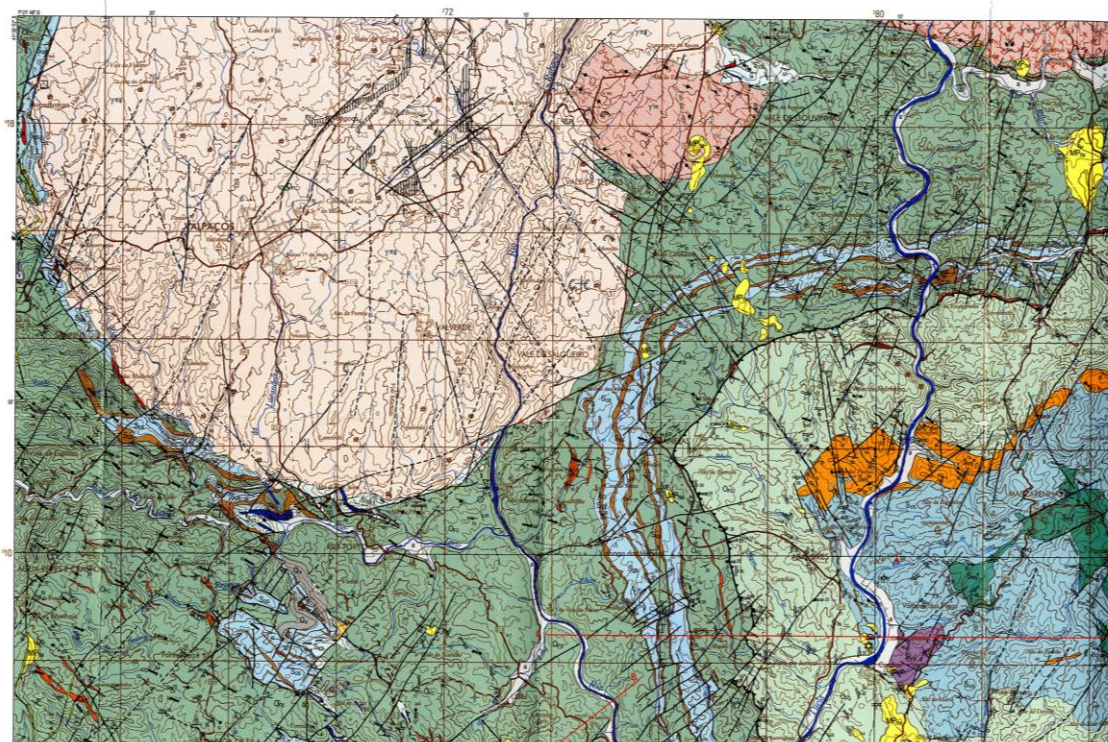


Fig. 2.4- Excerto da Folha 7C-Mirandela, Carta Geológica de Portugal, escala de 1:50000 (Rodrigues, 2010).

2.2.2- Granitos

Os granitos da região de Valpaços, são de idade hercínica (tardi a pós-tectónicos relativamente à fase D₃) e correspondem a granitos de duas micas com mais ou menos biotite, apresentando todos, fácies e mineralogias idênticas, com carácter intrusivo e discordante relativamente às estruturas (Noronha et al., 2006).

Os granitos que bordejam a faixa norte do plutão de Valpaços, associados à antiforma Lamadarcos - Torre de D. Chama, são granitos que se diferenciam essencialmente em função da textura e granulometria, uma vez que possuem mineralogia idêntica. Assim ocorrem fácies porfiróides de grão grosseiro a médio, de duas micas com intensidade de deformação variável.

A extensa mancha, localizada a Norte na carta geológica apresentada na Fig. 2.3, localizada entre Vilarandelo e Torre de D. Chama, é constituída por um granito porfiróide, de duas micas, grão médio a grosseiro, com alguma deformação, granito de Sonim, caracterizado na generalidade por uma orientação preferencial dos minerais, e contactos bruscos e discordantes com as rochas encaixantes (Gomes, 1996).

Duas manchas de granito, de grão médio ocorrem ainda: uma no contacto NW de Valpaços, o granito de Sá e outro no contacto E de Valpaços, o granito de Vale de Gouvinhas, apresentando este no campo uma ligeira deformação, com orientação bem marcada de micas (Farinha Ramos, 1971; Rodrigues, 2010).

A mancha do plutão de Valpaços (Fig. 2.3), é constituída por um granito de duas micas de grão grosseiro, porfiróide, com megacristais de microclina (com aproximadamente 3 cm de comprimento), apresentando um padrão de ocorrência mineral homogéneo em toda a sua extensão (Fig. 2.5). Dispersos pelo plutão, foram observados encraves, de tamanho reduzido (centimétrico), essencialmente biotíticos com silimanite (Fig. 2.6), que ocorrem com contactos bem definidos no granito, e se apresentam com forma alongada e achatada. Esporadicamente, ocorrem também, estruturas do tipo *schlieren*, formadas por bandas de espessura centimétrica, de concentrações de minerais micáceos com predominância biotítica (Fig. 2.7).

Localmente, no centro do plutão, bem como na bordadura NNW, ocorrem pequenas manchas, de um granito moscovítico de grão fino, granito de Lagoas, que se encontra também representado numa pequena mancha no interior do granito de Sá. Estas

ocorrências são intrusivas nos granitos, e são as mais recentes nesta área. Regêncio Macedo e Farinha Ramos (1971) consideraram que granito de Lagoas apresenta composição química e mineralógica semelhantes ao granito de Valpaços, e sugeriram terem tido condições petrogenéticas e de formação semelhantes.

Apenas as manchas do granito de Lagoas, que ocorrem no interior do plutão de Valpaços, foram consideradas neste estudo (Fig. 2.8). De destacar a ocorrência esporádica de pequenos aglomerados de turmalina, com disposição difusa, podendo atingir até 2 cm de diâmetro (Fig. 2.8). Frequentemente, é também observável neste granito um aspeto “enferrujado” por oxidação resultante da presença de sulfuretos.



Fig. 2.5- Exemplos de amostras de mão (à esquerda) e de corte de secção (à direita), do granito de Valpaços, amostras Val-G2 na linha superior e Val-G22 na linha inferior.



Fig. 2.6- Enclave biotítico no granito de Valpaços.



Fig. 2.7- Estrutura do tipo *schlieren* no granito de Valpaços.

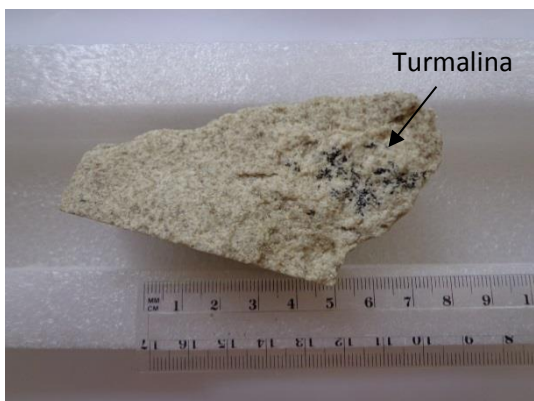


Fig. 2.8- Exemplos de amostras de mão (à esquerda) e de corte de secção (à direita), do granito de Lagoas, amostras Val-G4 na linha superior e Val-G11 na linha inferior.

O granito de Valpaços ocorre muitas vezes em lages e em corte não apresenta diáclases verticais; como aspetos geomorfológicos, são possíveis encontrar com frequência blocos pedunculados, pendulares, bolas, pias, “taffoni” e blocos cogumelo (Fig. 2.9 a 2.13).



Fig. 2.9- Aspeto geomorfológico, bloco pedunculado no granito de Valpaços.



Fig. 2.10- Aspeto geomorfológico, bolas no granito de Valpaços.



Fig. 2.11- Aspeto geomorfológico, bloco cogumelo no Granito de Valpaços.

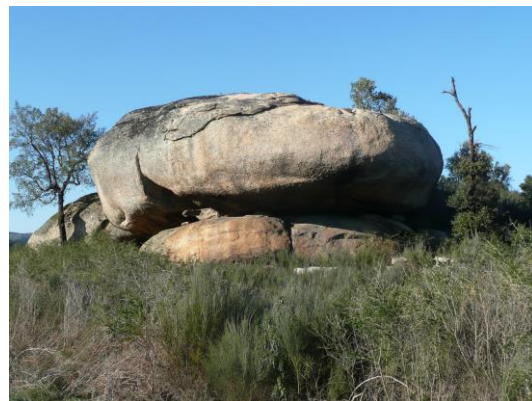


Fig. 2.12- Aspeto geomorfológico, tafone, no granito Valpaços



Fig. 2.13- Aspeto geomorfológico, do granito de Valpaços: no vale do rio ocorrem marmitas de gigante/pias.



2.2.3- Mineralizações associadas

A Zona de Galiza Trás-os-Montes, bem como a Zona Centro-Ibérica integram o domínio orogénico da cintura hercínica ibérica, onde afloram predominantemente granitoides intruídos em rochas metassedimentares com ocorrências de numerosos sistemas mineralizantes epigenéticos, muitas vezes com valor socio-económico, que definem assim uma província metalogénica tungsto-estanífera (Ribeiro et al., 1979; Noronha, 1988; Mateus e Noronha, 2010; Dias et al., 2016). Estas ocorrências estão em geral associadas a intrusões graníticas que ocorreram durante o período meso a tardi-hercínico e podem estar associadas e condicionadas pela evolução tectono térmica, durante esse intervalo de tempo (Mateus e Noronha, 2010, Noronha et al., 2013). As mineralizações são hidrotermais e estão associadas a fluídos, com capacidades de lixiviação, transporte e concentração de metais entre o local de origem e de deposição. Depósitos de Sn, Sn (W), W (Sn) e Sn hidrotermais estão, regra geral, associados a granitos do tipo ilmenite (Sant’Ovaia et al., 2013).

As mineralizações podem também, estar associadas à ação metassomática de fluídos mais tardios, pós-magmáticos, o que vai levar a alterações, com diferentes graus de intensidade, dos minerais primários (Noronha, 1988). De notar a albitização como processo que leva a concentração de Sn, e a moscovitização como condutor a concentrações de W (Noronha, 1988, Noronha et al., 2013).

A tipologia granítica é um importante critério na indicação do potencial metalogénico de granitos, sendo que jazigos de Sn estão frequentemente associados a granitos de duas micas, peraluminosos como os encontrados na Europa ocidental (Almeida, 1994). São referidas na bibliografia, relações espaciais entre granitos do tipo S e mineralizações de Sn, bem como, entre granitos do tipo I e mineralizações de W (White et al., 1977), e ainda descritas associações de granitos do tipo ilmenite a jazigos de Sn e granitos do tipo magnetite a jazigos de W (Takahashi et al., 1980).

Algo característico dos granitos da província metalogénica tungsto-estanífera, é a sua especialização, em determinados elementos, independentemente da existência ou não de mineralizações. Deste modo, determina-se que esta especialização, está na generalidade dos casos, relacionada com mecanismos concentradores, como a diferenciação magmática e/ou fenómenos tardi a pós-magmáticos (Derrè et al., 1982, Noronha, 1988).

Tischendorf et al. (1972) propõem que para os granitos serem especializados em Sn, estes devem conter teores de 30 ± 20 ppm. Já Derrè et al. (1982) sugerem valores, de

15 a 300 ppm de Sn e 2 ppm a 8 ppm para os termos mais diferenciados em Sn e em W respetivamente.

É assim possível encontrar na região da Zona de Galiza-Trás-os-Montes, bem como na Zona Centro-Ibérica, granitos especializados em Sn, como é o caso por exemplo dos granitos de Romeu (Wallfuss, 1987), Cabeceiras de Basto (Almeida, 1994) e do granito da Argemela (Charoy e Noronha, 1996).

Na zona estudada, é possível encontrar pequenos filões de quartzo descritos nas Cartas Geológicas de Portugal, Folha 7C - Mirandela, escala 1:50 000 (Rodrigues, 2010) e Folha 2, escala 1:200 000 (Pereira, 2002), de onde se podem destacar, uma antiga exploração mineira de volfrâmio - W, na zona da localidade de Vassal e uma outra mina de estanho - Sn, na zona da localidade de Vilarandelo. São ainda de assinalar a presença de pequenos filões de aplito no centro do plutão de Valpaços como em algumas zonas do seu perímetro, não sendo visível qualquer mineralização.

3- Estudo petrográfico

3.1- Plutão de Valpaços, composição mineral e textural

Como já referido, o plutão de Valpaços compreende dois granitos distintos. O granito de Valpaços, que é o predominante, moscovítico-biotítico, porfiróide de grão grosseiro, (Fig. 3.1) e o granito de Lagoas, que é moscovítico e de grão fino. (Fig. 3.2). Ambos se caracterizam por apresentarem um carácter leucocrata, sendo que no granito de Valpaços se observa biotite, como único mineral máfico, bem como encraves micáceos essencialmente biotíticos. No granito de Lagoas a biotite é rara e é possível encontrar aglomerados difusos de turmalina.



Fig. 3.1- Detalhe em corte para lâmina de uma amostra do granito de Valpaços.



Fig. 3.2- Detalhe em corte para lâmina de uma amostra do granito de Lagoas.

O granito de Valpaços apresenta: quartzo, microclina, plagioclase, biotite, moscovite I, apatite, zircão, silimanite, andaluzite e opacos. Como minerais secundários de alteração, encontramos: moscovite II, clorite e mais raramente rútilo e leucoxena. A textura é hipidiomórfica, com presença de megacristais de microclina. A análise petrográfica pôs também em evidência a existência, ainda que não abundante, de microestruturas de deformação numa fase magmática ou sub-magmática marcadas sobretudo por: (i) lamelas de deformação no quartzo; (ii) extinção ondulante no quartzo (iii) encurvamento das clivagens dos filossilicatos e (iv) pequenos “kinks” nos cristais de moscovite.

No granito de Lagoas encontramos: quartzo, microclina, plagioclase, moscovite I, apatite, zircão, silimanite, turmalina, opacos e esporadicamente biotite. Como minerais secundários de alteração, apresenta a moscovite II. A textura é hipidiomórfica e os aspectos devidos a deformação são raros.

3.1.1- Granito Valpaços

O **quartzo** é xenomórfico e apresenta extinção ondulante. São também visíveis, na generalidade dos cristais maiores, subtis lamelas de deformação (Fig. 3.3 e Fig. 3.4). Os cristais são na generalidade bem desenvolvidos (Fig. 3.3), ocorrendo também como pequenas inclusões goticulares no interior da microclina e plagioclase e ainda em associação mirmequítica com a plagioclase. Esporadicamente, o quartzo, ocupa fraturas de plagioclase e também ocorre em associações poliminerálicas com feldspato potássico, moscovite e silimanite (fibrolite). Em cristais mais desenvolvidos é possível encontrar inúmeras inclusões fluidas de tamanho reduzido (Fig. 3.5).

A **microclina** é hipidiomórfica a xenomórfica. Apresenta-se na generalidade em megacristais hipidiomórficos pertitíticos com macla de Carlsbad, apresentando reticulado nítido (Fig. 3.6), sendo o mineral mais representativo neste granito. Os megacristais apresentam pertites com lamelas de albite sub-paralelas entre si, onde num cristal podem coexistir mais do que uma geração de pertites (Fig. 3.6). Na matriz, os cristais de microclina são xenomórficos, com carácter intersticial, e na generalidade apresentam macla típica em xadrez bem definida, esporadicamente com micropertites. São também visíveis microfraturas transversais ao plano de macla Carlsbad, com a ocorrência local de moscovite secundária, com orlas simplectíticas ou a desenvolver-se ao longo dos planos de macla (Fig. 3.7 e 3.8). Como inclusões na microclina encontramos plagioclase e fibrolite distribuídas ao acaso. Nos megacristais é possível encontrar maclas típicas em xadrez (Fig. 3.9 e 3.10), fenómenos de caulnização localizada, com moscovitização secundária em microfraturas ou disposta aleatoriamente. Frequentemente, ocorrem pequenos cristais de albite com maclas polissintéticas que se desenvolvem a partir de direcções preferenciais, como planos de macla e antigas pertites, sugerindo uma albitização mais tardia (Fig. 3.7).

Ocorre ainda esporadicamente em associações poliminerálicas com quartzo, moscovite e silimanite.

A **plagioclase** é hipidiomórfica a xenomórfica com cristais bem desenvolvidos, mas raramente sob a forma de megacristais. Na generalidade apresenta-se alterada, para sericite (Fig. 3.11 e Fig. 3.12), preferencialmente no centro dos cristais mas também ao longo das clivagens ou ao acaso. A variação composicional nos cristais de plagioclase é verificada com ligeiros zonamentos que nem sempre são evidentes. Os valores de An variam de 1% a 17% com teores mais elevados no centro dos cristais e valores mais baixos nos bordos (Capítulo 5, Tabela 5.10). Os bordos dos cristais podem estar corroídos por quartzo e microclina. No contacto com a microclina, a plagioclase pode apresentar uma textura mirmequítica (que representa intercrescimento de plagioclase e quartzo) (Fig. 3.13), ocorrendo por vezes em pequenos lóbulos no interior do cristal, que se desenvolvem a partir dos cristais de plagioclase. Os cristais onde são bem visíveis as maclas polissintéticas, geralmente apresentam-se praticamente límpidos e correspondem a albite. A albite também se desenvolve segundo direções bem definidas nos megacristais de microclina. As inclusões de cristais de apatite e opacos também ocorrem na plagioclase.

A **biotite** é xenomórfica a hipidiomórfica. Ocorre em cristais isolados ou em agregados de dimensões menores (Fig. 3.14 e 3.15). É o único mineral máfico e apresenta pleocroísmo variável de $\beta=\gamma$ = castanho avermelhado a α = amarelo palha. Os cristais da matriz podem apresentar bordos um pouco corroídos por quartzo, microclina e moscovite (Fig. 3.14, 3.15 e Fig. 3.16). Como alteração, é visível a cloritização (Fig. 3.14), a que se associam episódios de exsudação de rútilo acicular (Fig. 3.17) e mais raramente moscovitização (Fig. 3.18). Raramente, encontram-se leucoxena associada à biotite alterada. As inclusões de apatite, zircão, monazite (com halos fortemente pleocróicos) e opacos são frequentes (Fig. 3.16). Esporadicamente os cristais apresentam extinção ligeiramente ondulante e ligeiro encurvamento de clivagens.

A **moscovite** é hipidiomórfica tabular, com cristais bem desenvolvidos, isolados ou em pequenos agregados, e ainda intercrescida com a biotite (Fig. 3.14, 3.15 e Fig. 3.19), definindo assim características texturais correspondentes a moscovite primária segundo Miller et al. (1981) e Monier et al. (1984), ou seja, a ocorrência da moscovite em cristais automorfos, com tamanho comparável aos dos outros minerais magmáticos e ainda ausência de contactos do tipo reacional (moscovite I). Ocorre ainda como produto da alteração da biotite (Fig. 3.18) e no contacto com a microclina e plagioclase, apresenta intercrescimentos simpletíticos com quartzo (Fig. 3.20). Ocorre também associada à silimanite (fibrolite) (Fig. 3.21) e à andaluzite (Fig. 3.22). São frequentes

as inclusões de silimanite e apatite. Foram também apenas detetados, localmente, aspetos de deformação nas moscovites, como moderado arqueamento de clivagem, extinção ondulante e presença rara de “kinks” (Fig. 3.19, Fig. 3.23).

Há também a ocorrência de uma geração de moscovite mais tardia (moscovite II). Esta moscovite resulta da alteração da plagioclase sob a forma de agregados de pequenas palhetas, localizados no centro dos cristais e nas clivagens ou que ocorre também na microclina, onde aproveita planos de macla e fraturas (Fig. 3.7 e Fig. 3.12). Estas formas de ocorrência são características da moscovite secundária definida por Miller et al. (1981).

A **silimanite** ocorre sempre na variedade fibrolite em concentrações de cristais aciculares/fibrosos (Fig.3.21), sem qualquer disposição preferencial. Está sempre associada ao quartzo e preferencialmente à moscovite. Ocorre com alguma abundância.

A **apatite** é o mineral acessório mais abundante, ocorre na generalidade em cristais idiomórficos pseudo-hexagonais ou de hábito acicular, por vezes fraturada transversalmente. Ocorre sempre como inclusão preferencial nas biotites (Fig. 3.16), mas também na plagioclase e moscovite.

O **zircão** é na generalidade idiomórfico e encontra-se rodeado por halos fortemente pleocróicos. Ocorre como inclusão essencialmente na biotite em associação com apatite.

A **andaluzite** foi apenas encontrada em algumas amostras. É um mineral que ocorre em cristais xenomórficos a hipidiomórficos, incolores e com um pleocroismo rosado. Os cristais podem apresentar-se fraturados e sempre associados à moscovite (Fig. 3.15 e 3.22).

Estão também presentes neste granito cristais de **monazite**, identificados aquando da separação de minerais para análise U-Pb, e ainda ilmenite, identificada através de análise de microsonda, representando assim um dos minerais **opacos** observados nas lâminas.

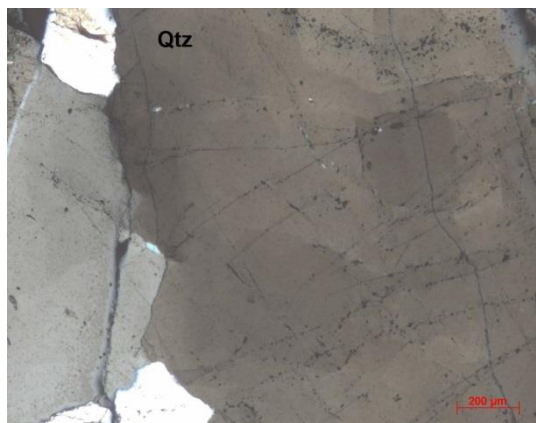


Fig. 3.3- Detalhe de um cristal de quartzo (Qtz) com aspectos de lamelas de deformação (Nx)

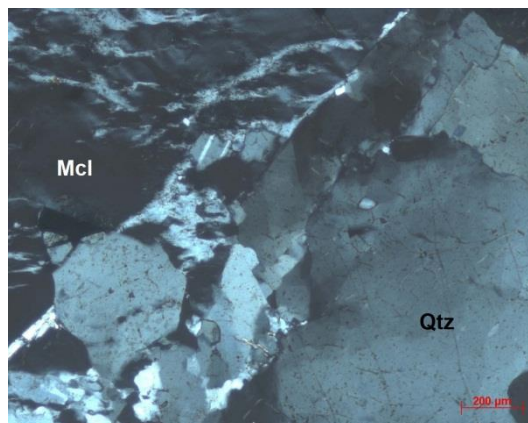


Fig. 3.4- Quartzo (Qtz), microclina (Mcl) e plagioclase (N x)

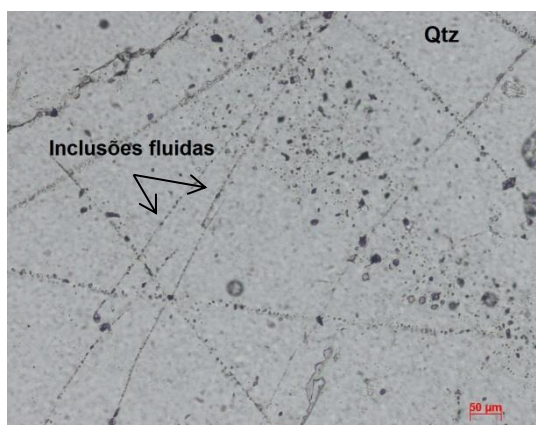


Fig. 3.5- Detalhe de planos de inclusões fluídas num cristal de quartzo (Qtz) (N x)

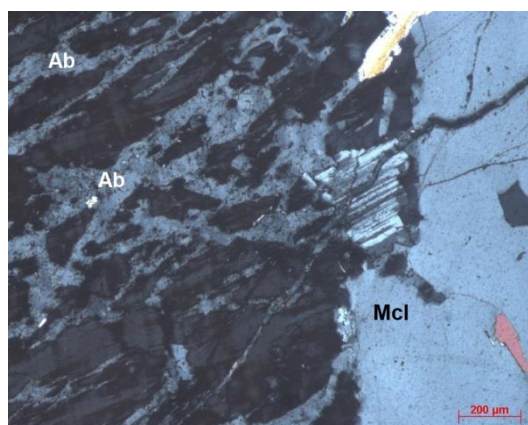


Fig. 3.6- Microclina (Mcl) com macla de Carlsbad onde é possível ver vénulas de albite (Ab) (N x).

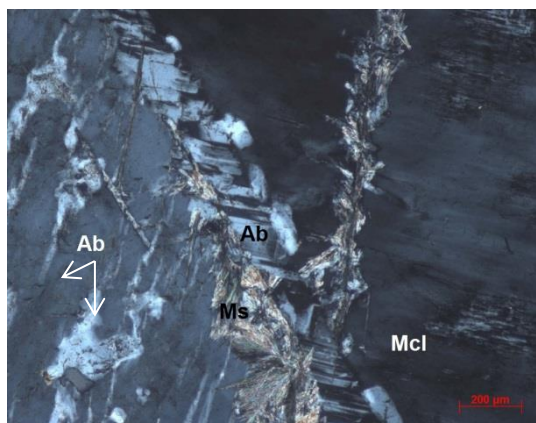


Fig. 3.7- Microclina (Mcl) com desenvolvimento de moscovite (Ms) secundária em fraturas e albite (Ab) segundo o plano de macla (N x)

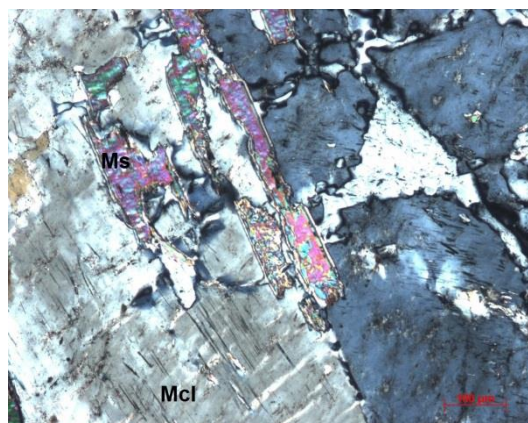


Fig. 3.8- Detalhe do desenvolvimento de moscovite (Ms) secundária em fraturas de microclina (Mcl) (N x)

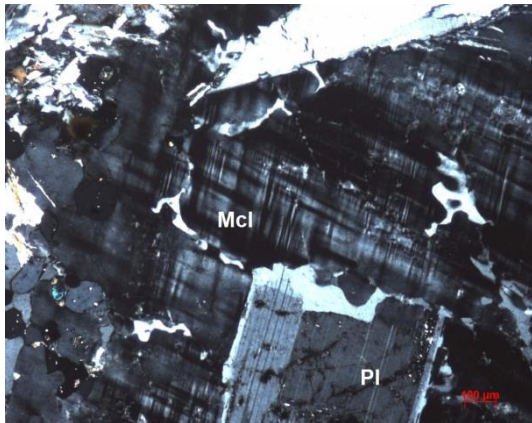


Fig. 3.9- Inclusão de plagioclase (Pl) na microclina (Mcl) (N x).

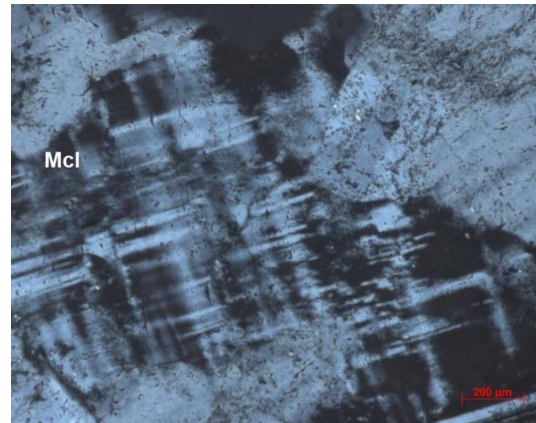


Fig. 3.10- Detalhe de maclas em xadrez na microclina (Mcl) (N x)

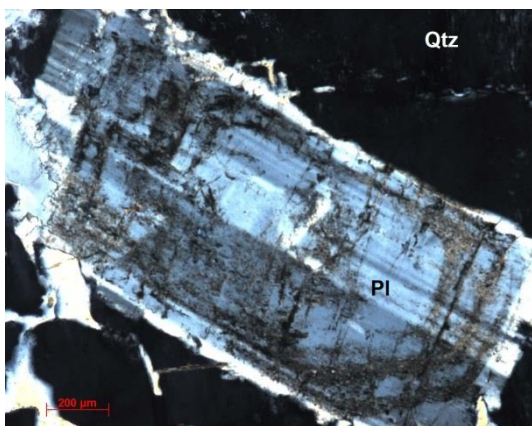


Fig.. 3.11- Cristal de plagioclase (Pl) com zonamento marcado pelo desenvolvimento de moscovite secundária (sericite) (N x).

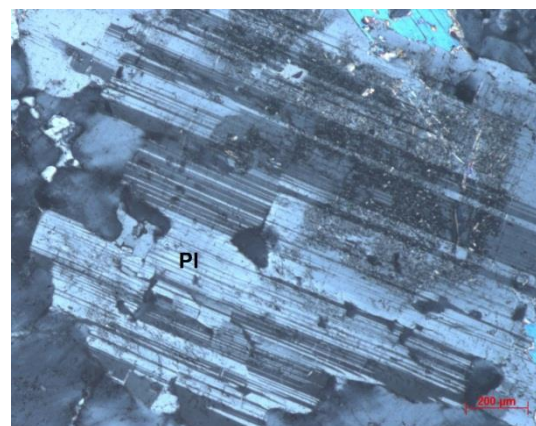


Fig. 3.12- Cristal de plagioclase (Pl) com detalhe das maclas polissintéticas e presença de zona com sericite (N x).

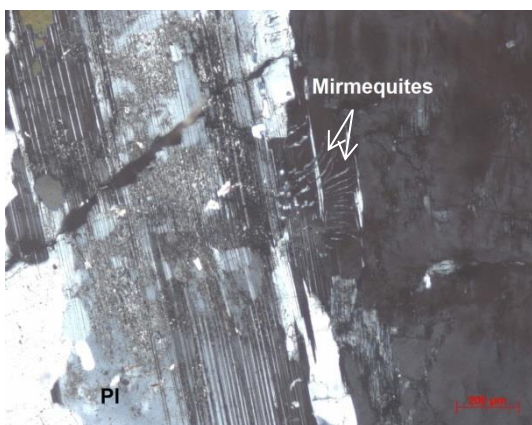


Fig. 3.13- Mirmequites num cristal de plagioclase (Pl) (N x)

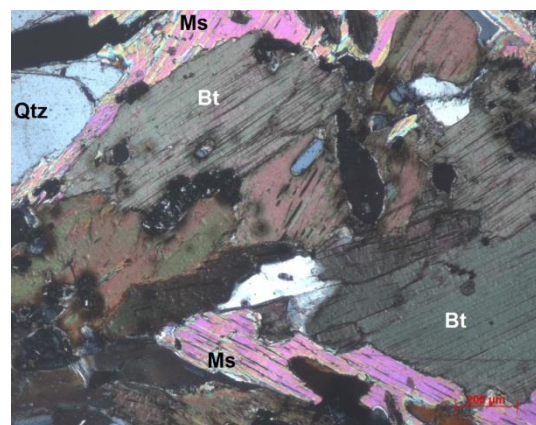


Fig. 3.14- Intercrescimento de biotite (Bt) e moscovite (Ms) com aspectos de cloritização da biotite (Bt) (N x)

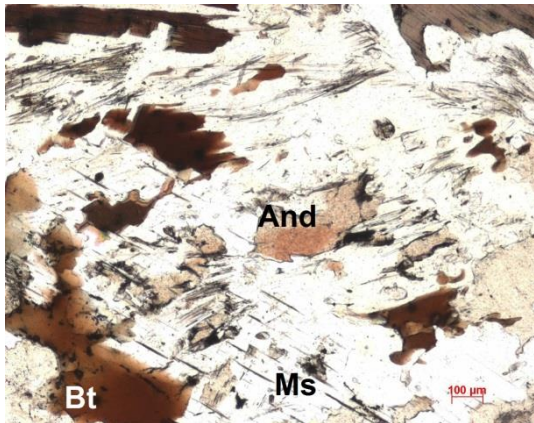


Fig. 3.15- Associação poliminerálica de Biotite (Bt), moscovite (Ms), andaluzite (And) e fibrolite (N //)

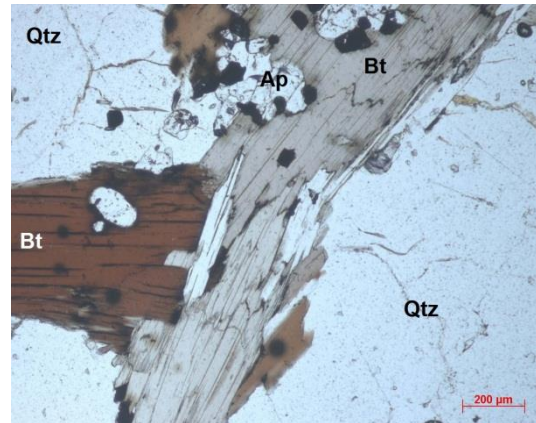


Fig. 3.16- Aspeto dos cristais de biotite (Bt) e presença de inúmeras inclusões de apatite (Ap) e opacos (N //)

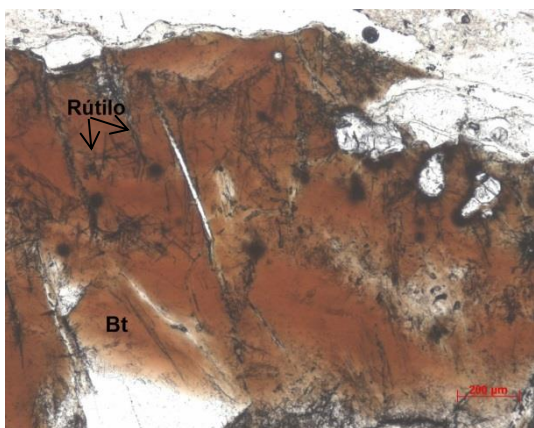


Fig. 3.17- Cristal de biotite (Bt) com exsudação de rútilo acicular (N //)

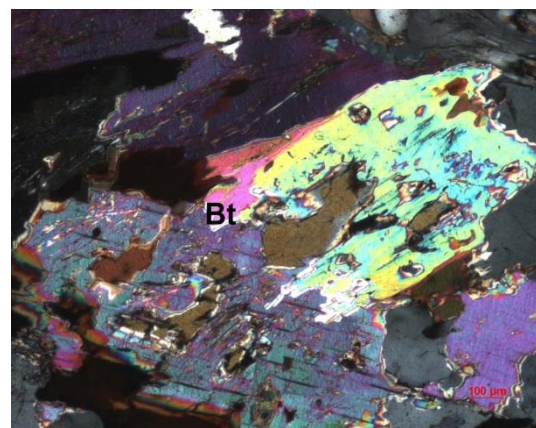


Fig. 3.18- Aspetos de moscovitização da biotite (Bt) (N x)

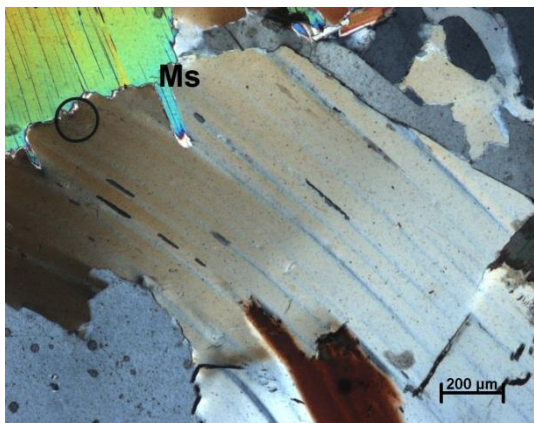


Fig. 3.19- Detalhe de cristais tabulares de moscovite (Ms) com ligeiro encurvamento das clivagens (N x)

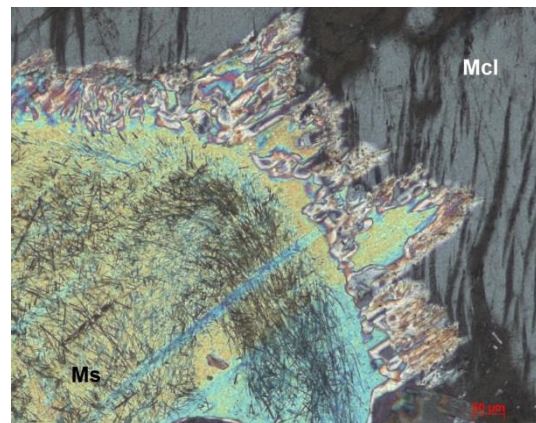


Fig. 3.20- Moscovite (Ms) com textura simpletítica no contacto com microclina (Mcl) (N x)

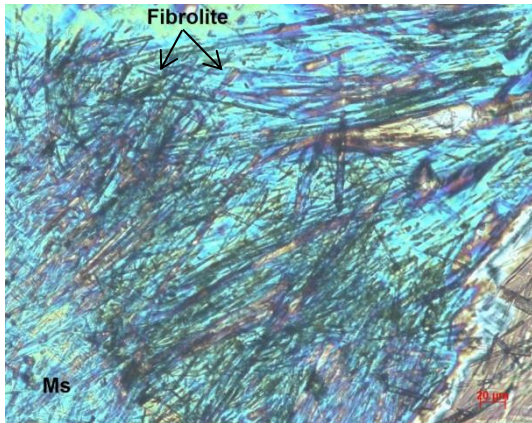


Fig. 3.21- Cristal de moscovite (Ms) com associação de inúmeros cristais de fibrolite (silimanite) (N x)

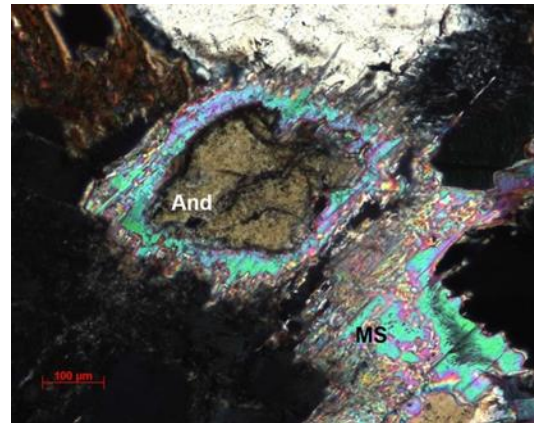


Fig. 3.22- Cristal de andaluzite (And) com orla de moscovite (Ms) (N x)

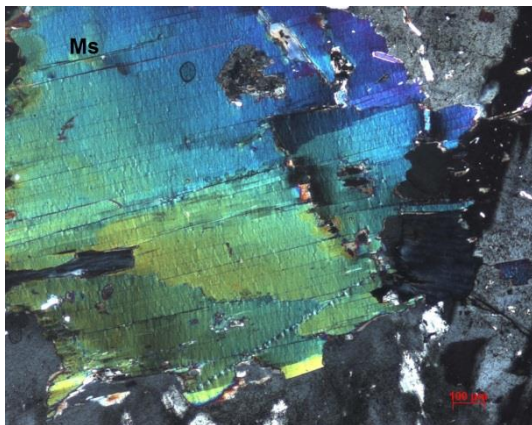


Fig. 3.23- Cristal de moscovite (Ms) com ligeira extinção ondulante e "kink" (N x)

3.1.2- Granito de Lagoas

O **quartzo** é xenomórfico com grãos de tamanho variável, apresentando ligeira extinção ondulante. (Fig. 3.24), Ocorre com cristais de tamanhos variados, podendo também ocorrer como inclusão sob a forma goticular na microclina e na plagioclase.

A **microclina** é hipidiomórfica a xenomórfica, sendo um dos minerais mais abundantes no granito. Nos cristais é possível encontrar maclas de Carlsbad e também maclas em xadrez. Na generalidade os cristais estão bem marcados com a presença de pertites venulares e apresentam fenómenos de caulínização e moscovitização. São ainda frequentes fenómenos de feldspatização das plagioclases (Fig. 3.25 e 3.26), isto é, desenvolvimento da microclina a partir de cristais de plagioclase, marcando uma fase de feldspatização tardia. Ocorre em associações poliminerálicas com quartzo, moscovite e silimanite.

A **plagioclase** é hipidiomórfica a xenomórfica, sendo também um mineral com bastante representação (Fig. 3.24 a Fig. 3.27). Os cristais ocorrem isolados ou em cristais de albite na microclina. Apresenta-se frequentemente alterada para sericite e parar moscovite, essencialmente nos núcleos dos cristais ou então com ocupação da moscovite em orientações cristalográficas preferenciais na plagioclase (Fig. 3.26 e 3.27). Por vezes são identificadas mirmequites no contacto com a microclina.

A **moscovite** é a principal mica, é hipidiomórfica tabular, com cristais desenvolvidos (Fig. 3.28), isolados ou em agregados. É a única mica presente neste granito, excetuando um ou outro cristal de biotite que apenas foi observada numa lâmina. São visíveis orlas simpletíticas em contactos com a plagioclase e microclina. Ocasionalmente apresenta ligeiro arqueamento de clivagens. É possível ainda distinguir uma moscovite secundária no interior de cristais de microclina e plagioclase, disposta ao longo dos planos de clivagem ou ainda em disposições radiais (Fig. 3.29).

A **silimanite** está presente, mas em menor quantidade que no granito Valpaços, e apresenta-se igualmente na variedade fibrolite. Ocorre associada a cristais de quartzo, plagioclase e moscovite.

A **biotite** é xenomórfica a hipidomórfica, ocorrendo isolada ou associada à moscovite. Estas ocorrências são esporádicas e apenas encontradas numa das lâminas observadas.

Em quantidades muito reduzidas podemos encontrar **apatite** e **zircão**.

Estão também presentes neste granito cristais de **turmalina**, identificados em amostras de mão, e ainda ilmenite, identificada através de análise de microsonda, representando assim um dos minerais **opacos** observados nas lâminas.

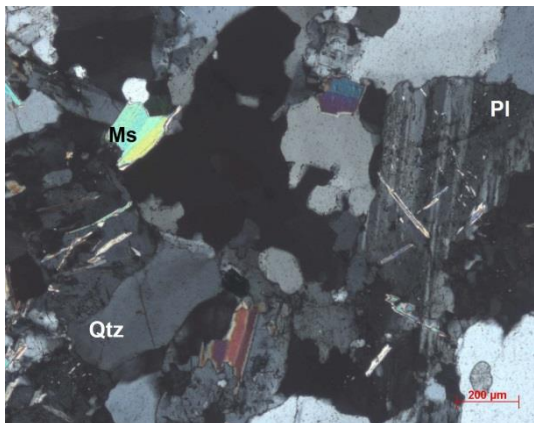


Fig. 3.24- Detalhe de Quartzo (Qtz) em contacto com plagioclase (Pl) e moscovite (Ms) (N x)

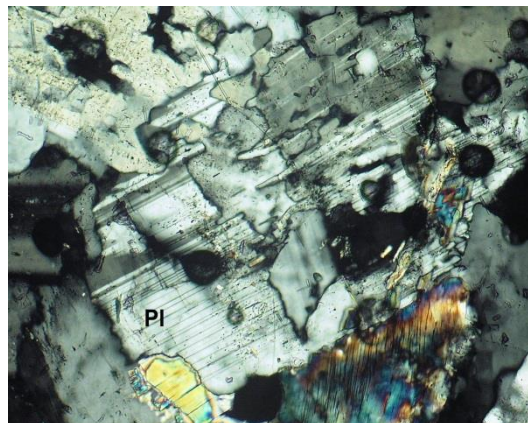


Fig. 3.25- Aspeto de feldspatização de um cristal de plagioclase (Pl) (N x)

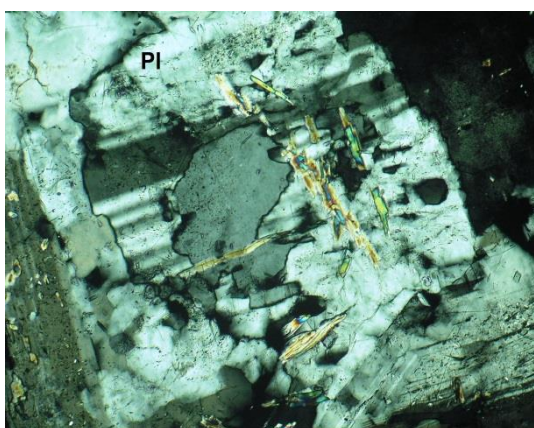


Fig. 3.26- Aspeto de feldspatização de um cristal de plagioclase (Pl) com moscovite secundária (N x)

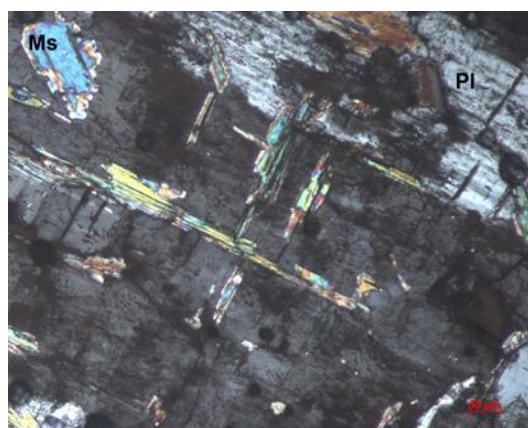


Fig. 3.27- Plagioclase (Pl) com moscovite (Ms) secundária disposta segundo planos de macla (N x)

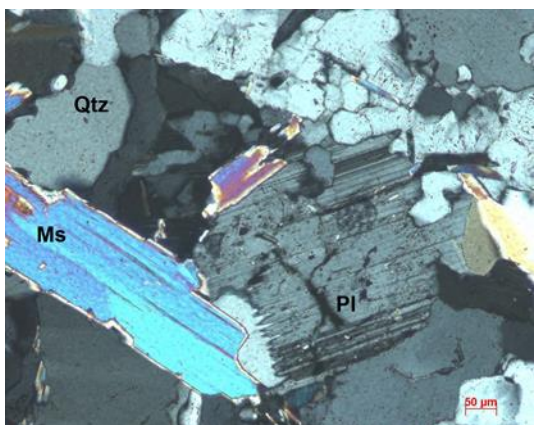


Fig. 3.28- Aspeto textural do granito de Lagoas (N x).

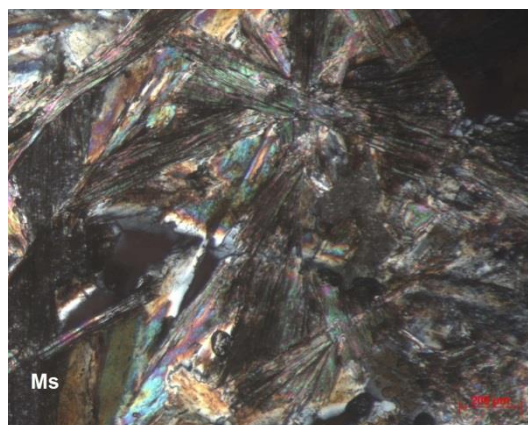


Fig. 3.29- Moscovite (Ms) secundária disposta de forma radial (N x)

4- Estudo petrofísico

4.1- Suscetibilidade Magnética

A suscetibilidade magnética é uma propriedade dos materiais que relaciona a magnetização adquirida pelo material com o campo aplicado. É uma característica intrínseca de cada material, estando a sua origem relacionada com a estrutura atômica e molecular (Carneiro et al., 2003).

Desta forma, quando um material é submetido a um campo magnético (**H**) adquire uma magnetização induzida (**J_i**), relacionando-se através da suscetibilidade magnética (**K**):

$$\mathbf{J}_i = K \times \mathbf{H}$$

Sendo a suscetibilidade magnética (**K**), portanto igual ao quociente da magnetização induzida (**J_i**) pelo campo magnético aplicado (**H**):

$$K = \mathbf{J}_i / \mathbf{H}_i$$

A suscetibilidade de cada material depende do seu comportamento, havendo que fazer a distinção entre diamagnetismo, paramagnetismo, antiferromagnetismo e ferromagnetismo.

4.1.1- Os diferentes estados magnéticos

É possível classificar diversos comportamentos magnéticos de acordo com a origem microscópica da magnetização e das interações internas. O diamagnetismo, paramagnetismo e ferromagnetismo são os principais tipos de comportamentos magnéticos (Fig. 4.1).

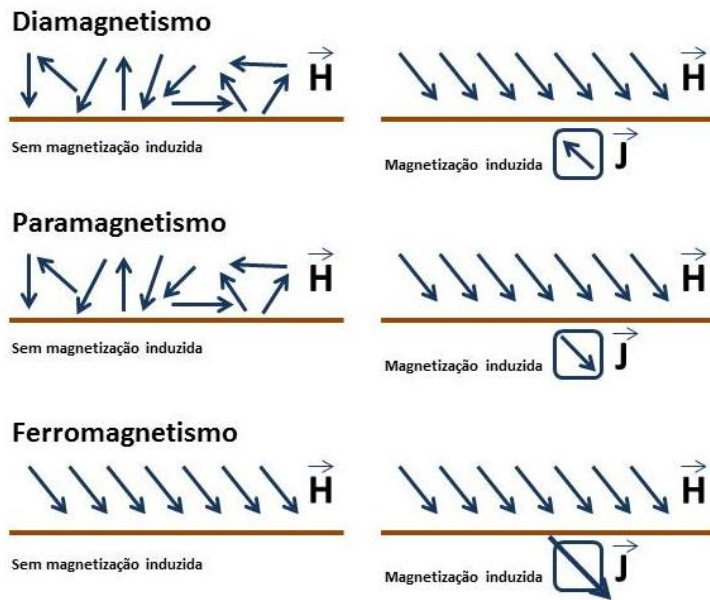


Fig. 4.1- Comportamentos magnéticos e resposta a uma magnetização induzida (adaptado de Lillie, 1999).

O **diamagnetismo** corresponde, em geral, à mais fraca resposta magnética, pois é caracterizado por uma suscetibilidade magnética negativa e é independente da temperatura, ou seja, a magnetização induzida por um campo externo é contrária e proporcional ao campo aplicado (Lillie, 1999) (Fig. 4.1).

Esta fraca magnetização resulta apenas da alteração das orbitais dos elétrons devido ao campo externo que é aplicado no material. Este tipo de magnetização está presente em todos os materiais, ou seja, todo o material é diamagnético, no entanto só é mensurável se não existirem outros tipos de comportamentos magnéticos sobrepostos.

A suscetibilidade diamagnética, é negativa, tem um valor médio de -14×10^{-6} SI e é independente da temperatura. Como exemplo de minerais diamagnéticos, podem referir-se o quartzo, a calcite e os feldspatos.

Os materiais **paramagnéticos** contêm átomos com momentos magnéticos atômicos não nulos devido à existência de *spins* de elétrons não-emparelhados (sem que haja interação entre momentos magnéticos adjacentes). Assim há a possibilidade de alinhar os momentos magnéticos individuais, ao fazer atuar um campo magnético (Fig. 4.1).

Este alinhamento produz uma magnetização induzida paralela à direção do campo aplicado, que se reduz a zero quando o campo magnético é removido. A

suscetibilidade paramagnética é geralmente fraca, da ordem dos 10^{-4} a 10^{-3} SI. Os minerais paramagnéticos mais típicos são os silicatos que contêm iões Fe^{2+} , Fe^{3+} e Mn^{2+} na sua estrutura como por exemplo, a biotite, a clorite, anfíbolos, piroxenas, granadas, a cordierite e a turmalina.

Na ausência de um campo magnético os materiais têm uma magnetização nula, mas a aplicação de um campo externo (**H**) leva a que os dipolos se alinhem na direção do campo magnético e esta configuração é energeticamente favorecida.

A tendência para o alinhamento encontra oposição na agitação térmica, portanto a suscetibilidade paramagnética diminui quando a temperatura aumenta.

Os **materiais ferromagnéticos** possuem momento magnético espontâneo (magnetização espontânea) mesmo na ausência de um campo magnético externo. Os momentos magnéticos interatuam fortemente provocando uma tendência para o alinhamento segundo uma direção criando uma ordem magnética.

Em algumas circunstâncias a magnetização induzida pode permanecer em materiais ferromagnéticos, mesmo depois que o campo externo seja removido (magnetização remanescente) (Lillie, 1999) (Fig. 4.1).

Distinguem-se três estados de ordem magnética: Ferromagnetismo (os momentos são paralelos e no mesmo sentido, ex: ferro), ferrimagnetismo (os momentos são antiparalelos e de intensidade diferente, ex: magnetite, pirrotite monoclinica) e ferromagnetismo débil (momentos magnéticos sub-paralelos, ex: hematite) (Fig. 4.2).

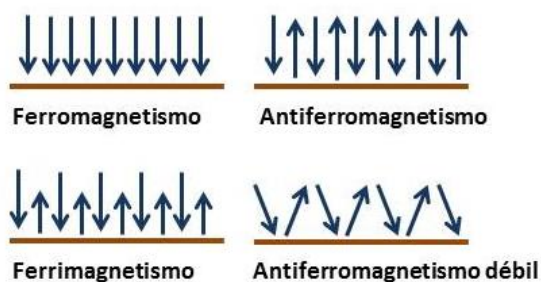


Fig. 4.2- Ordens magnéticas e as respetivas disposições dos momentos magnéticos.

Estas ordens envolvem um agrupamento colinear dos momentos magnéticos dentro de cada sub-camada eletrónica.

Os materiais ferromagnéticos (sentido estrito) têm um agrupamento paralelo entre as sub-camadas e nos materiais ferrimagnéticos e antiferromagnéticos têm um agrupamento antiparalelo entre as sub-camadas. Se as sub-camadas tiverem o

mesmo momento magnético as camadas opostas vão-se anular resultando uma magnetização nula, o que é o caso dos materiais antiferromagnéticos. No entanto, se as sub-camadas tiverem diferentes momentos magnéticos e forem antiparalelas, a magnetização resultante será positiva e terá a direção do momento magnético da sub-camada dominante, o que é o caso dos materiais ferrimagnéticos. No caso do antiferromagnetismo débil, os momentos magnéticos não estão exatamente antiparalelos, ocorre uma pequena magnetização na direção resultante das duas direções dos momentos magnéticos.

Num processo isotérmico, aplicando campos de intensidade crescente, os materiais ferromagnéticos adquirem uma magnetização máxima, denominada magnetização de saturação (J_s), o que significa que mesmo que posteriormente o campo magnético externo seja mais elevado não se verifica o aumento da magnetização. No entanto, a magnetização máxima diminui com o aumento da temperatura, tornando-se nula para a denominada Temperatura de Curie (T_c). Acima desta temperatura deixa de haver ordem magnética passando a existir uma fase desordenada.

Como foi dito antes, mesmo retirando o campo externo, a magnetização nestes materiais permanece, e o material retém um registo derivado do campo anteriormente aplicado, a magnetização remanescente.

4.1.2- Mineralogia magnética

A intensidade da suscetibilidade magnética dos minerais é muito variável, e como tal, a suscetibilidade duma rocha, sob a ação de um campo fraco e à temperatura ambiente, é a contribuição de diferentes fases minerais que podem ser dia-, para-, anti- ou ferromagnéticas.

Uma rocha que não contenha fases ferrimagnéticas apresenta sempre valores de K da ordem dos 10^{-6} SI o que reflete essencialmente a presença de minerais ferromagnesianos paramagnéticos. A presença de magnetite é facilmente detetável pois faz aumentar K para valores da ordem de 10^{-3} SI.

No entanto, a suscetibilidade magnética está inteiramente relacionada com a proporção de minerais ferrimagnéticos (p. ex. magnetite), apresentando um valor proporcional à sua presença. No caso das rochas graníticas, a presença de minerais ferrimagnéticos é escassa.

Dados experimentais referidos por Miranda (2011), referem que a presença de minerais ferromagnéticos numa proporção superior a 0,1%, em volume, domina a

suscetibilidade magnética da rocha. No entanto, se a proporção de minerais paramagnéticos for superior a 1%, em volume, a rocha será magnética. Caso nenhuma destas condições se verifique a rocha será diamagnética.

As rochas que apresentam a maior suscetibilidade magnética são geralmente as rochas ígneas, seguidas das rochas metamórficas e por fim, as menos magnéticas, as rochas sedimentares.

Vários autores como, Rochette et al. (1992), Gleizes et al. (1993), Leblanc et al. (1994), Bouchez et al. (1987), Aydin et al. (2007) e Sant’Ovaia et al. (2013), indicam que valores de suscetibilidade magnética de 10^{-6} SI correspondem a leucogranitos e valores da ordem de 10^{-3} SI correspondem a granodioritos e tonalitos.

Os minerais ferromagnéticos mais importantes encontrados na natureza são os óxidos de ferro e titânio. A magnetite é o mineral ferrimagnético mais importante da natureza e está presente quer em rochas ígneas, quer em rochas sedimentares e metamórficas. Na tabela 4.1 podemos observar as distintas suscetibilidades magnéticas em alguns minerais diamagnéticos, paramagnéticos, ferrimagnéticos e antiferromagnéticos, habitualmente presentes em rochas graníticas.

Tabela 4.1 - Tabela de valores de suscetibilidade magnética de alguns minerais

Mineral	Comportamento magnético	Suscetibilidade magnética (SI/vol)	
Magnetite	Ferrimagnético	6.2	(Borradaile, 1988)
Hematite	antiferromagnético débil	0.007	(Borradaile, 1988)
Ilmenite	Paramagnético	1.8	(Borradaile, 1988)
Biotite	Paramagnético	$10 - 12.9 \times 10^{-4}$	(Borradaile, 1988)
Moscovite	Paramagnético	1.7×10^{-4}	(Borradaile, 1988)
Quartzo	Diamagnético	-13.4×10^{-6}	(Hrouda, 1982)
Feldspatos	Diamagnético	-2.78×10^{-6}	(Borradaile, 1988)

4.1.3- Anisotropia da Suscetibilidade Magnética (ASM)

A Anisotropia da Suscetibilidade Magnética (ASM) é uma anisotropia magnética que diz respeito à variação em direção da magnetização induzida, e portanto, à dependência da suscetibilidade na direção ao longo da qual está a ser medida.

São escassas as amostras de rochas, em que a magnetização induzida tem a mesma intensidade, qualquer que seja a direção do campo aplicado. Estas amostras denominam-se isotrópicas. Geralmente, o que se verifica é uma dependência da magnetização induzida em função da direção ao longo da qual é aplicado o campo. Neste caso, as rochas são anisotrópicas relativamente à suscetibilidade magnética.

A medição da suscetibilidade (a baixos campos) e a sua variação com a direção é bastante utilizada, pois não afeta o estado de magnetização da amostra e também é sensível ao alinhamento dos minerais paramagnéticos.

Numa amostra com anisotropia magnética, a magnetização que se vai induzir não será paralela ao campo aplicado, mas terá componentes ao longo das três direções ortogonais, x , y e z .

Se as amostras são anisotrópicas a suscetibilidade magnética K é representada por um tensor simétrico de 2ª ordem da forma:

$$J_i = K_{ij} \cdot H_j \quad (i, j = 1, 2, 3)$$

em que J_i traduz a magnetização na direção i , H_j representa o campo indutor efetivo na direção j .

A superfície que representa o tensor de ASM é um elipsoide triaxial (Fig. 4.3). Medindo a magnetização induzida em três direções ortogonais obtêm-se os termos diagonais e simétricos do tensor. Deste modo obtemos três vetores K_{11} , K_{22} e K_{33} . A intensidade desses três vetores próprios e a sua orientação (direção e inclinação) no referencial geográfico fornecem os semieixos do elipsoide de ASM de tal modo que: $K_{11}=K_1=K_{\text{máx}}$; $K_{22}=K_2=K_{\text{int}}$; $K_{33}=K_3=K_{\text{min}}$ com $K_{\text{máx}} \gg K_{\text{int}} \gg K_{\text{min}}$.

As unidades do campo magnético e da magnetização induzida são as mesmas, A/m (ampere por metro, SI), o que transforma a suscetibilidade magnética numa grandeza adimensional, quando medida por volume.

A anisotropia da suscetibilidade magnética representa a anisotropia de todos os minerais presentes na amostra, variando de acordo com as suas suscetibilidades específicas, tendo em conta fatores como a concentração, forma dos grãos (relacionada com a estrutura cristalina) e orientação preferencial dos minerais (Martín-Hernández et al., 2004).

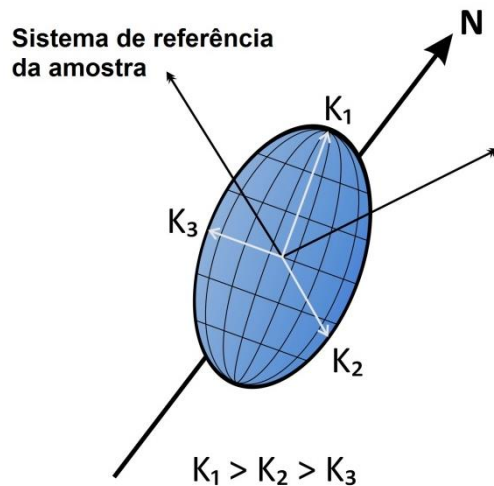


Fig. 4.3- Elipsoide de ASM, eixos principais e orientação do elipsoide numa amostra e no referencial geográfico (adaptado de Jover, 1986).

Contudo, a anisotropia da suscetibilidade magnética resulta de duas anisotropias fundamentais, a anisotropia magnetocristalina e a de forma.

A anisotropia magnetocristalina provém da existência de planos cristalográficos definidos que são planos de fácil magnetização; nas micas, por exemplo, o plano basal é o de mais fácil magnetização.

A anisotropia de forma está relacionada com a forma dos grãos, propriedades magnéticas e relação geométrica entre o eixo dos grãos e a direção do campo aplicado. Grãos assimétricos apresentam suscetibilidade máxima paralela ao eixo de máximo alongamento do grão mineral, como é o caso da magnetite.

O uso de estudos combinados de Anisotropia da Suscetibilidade Magnética com estudos petrográficos, permite obter informações sobre “fabrics” e microestruturas, o que permite relacionar a instalação dos magmas com a deformação de modo a interpretar a cinemática de instalação de um maciço granítico (Bouchez et al., 1990).

Os dados obtidos através das medições, são quantitativos, fornecendo informações sobre dados direcionais (foliações e lineações magmáticas) e “fabric” magnético.

4.1.4- “Fabric” magnético

A anisotropia da suscetibilidade magnética dos minerais de uma rocha define o seu “fabric” magnético (Hrouda, 1982). Os minerais, por terem comportamentos magnéticos diferentes, vão apresentar diferentes valores de suscetibilidade magnética. No estudo de rochas graníticas, as micas são minerais de elevada importância, devido ao facto de funcionarem como marcadores planares da foliação magnética. O eixo de suscetibilidade mínima (k_3) é perpendicular ao plano de clivagem basal do cristal (mica) onde estão contidos os eixos de suscetibilidade máximo e intermédio (k_1 e k_2). O “fabric” magnético é habitualmente descrito pela foliação magnética, plano perpendicular ao eixo K_3 e pela lineação magnética, paralela ao eixo K_1 . Então, no caso das micas, o elipsoide de ASM vai corresponder aproximadamente ao elipsoide da forma do cristal, onde o eixo de suscetibilidade mínima (k_3) corresponde ao polo de foliação magmática (Bouchez et al., 1981).

Desta forma, podem-se distinguir três tipos de “fabrics” magnéticos (Fig. 4.4), em função da mineralogia:

- planar: caraterizado por uma foliação magnética bem definida e por uma lineação magnética mal definida;
- Plano-linear: caraterizado por uma foliação e lineação bem definidas;
- Linear: caraterizado por uma lineação bem definida e uma foliação mal definida.

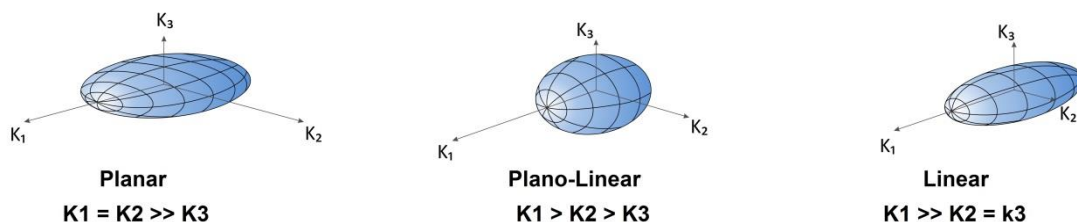


Fig. 4.4- Diferentes tipos de “fabrics” magnéticos.

4.2- Metodologia da ASM

4.2.1- Amostragem

Para a realização do estudo petrofísico do plutão de Valpaços, através da ASM, realizaram-se campanhas de amostragem quilométrica com uma média de dois pontos de amostragem por Km², para obtenção de amostras representativas do plutão. Contudo, a amostragem quilométrica nem sempre foi possível realizar devido a várias condicionantes como a ausência de afloramentos, ou de rocha sã “in situ” e ainda a dificuldade de acessos.

Deste modo, efetuaram-se 34 estações de amostragem (Fig. 4.5), e em cada estação foram recolhidos 4 a 5 testemunhos, com 25 mm de diâmetro.

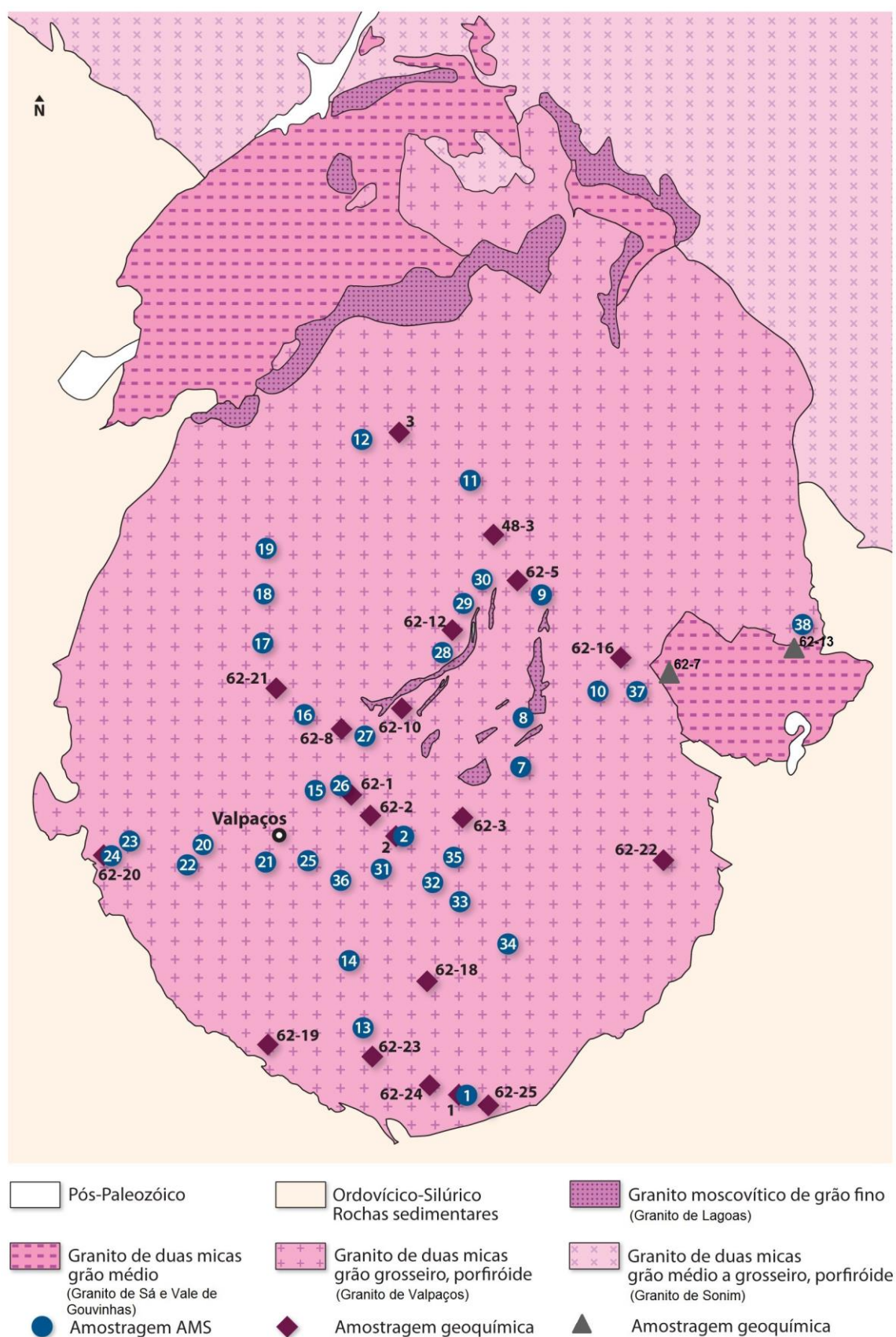


Fig. 4.5- Mapa das estações de amostragem no granito de Valpaços, escala 1:106349.

A recolha dos testemunhos foi feita com recurso a uma sonda portátil, com um motor de combustão interna a dois tempos, broca constituída por tubo não magnético com coroa diamantada. O sistema de refrigeração da sonda é feito por água pressurizada, através de uma bomba externa manual (Fig. 4.6).

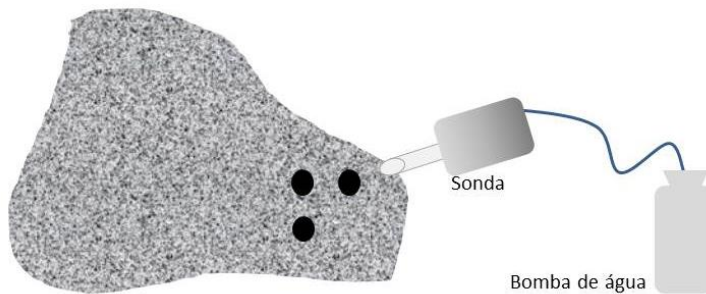


Fig. 4.6- Esquematização do processo de recolha de amostras.

Após a realização dos furos, os testemunhos foram orientados com um orientador próprio e uma bússola e depois extraídos com recurso a um utensílio de extração (Fig. 4.7 e 4.8).

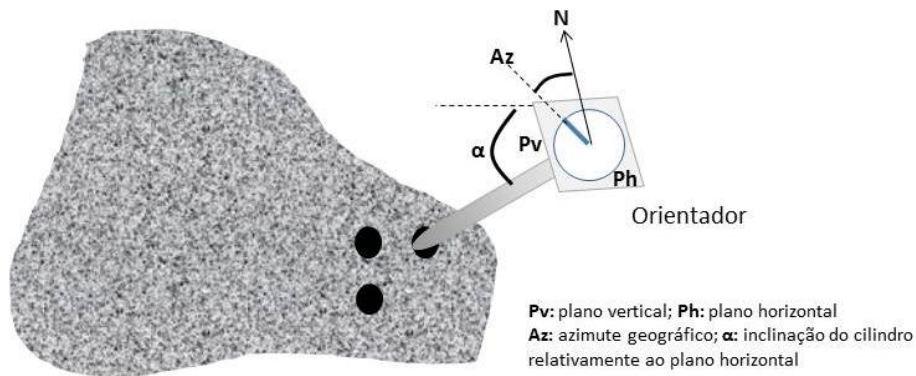


Fig. 4.7- Esquematização do processo de orientação de testemunhos.



a) Execução dos furos em afloramento com a sonda portátil.



b) Orientação dos testemunhos.



c) Material para orientação e extração dos testemunhos: orientador, bússola e utensílio de extração de amostras.



d) Aspeto do afloramento após extração dos testemunhos.

Fig 4.8- Processo de amostragem no campo.

4.2.2- Preparação das amostras

No laboratório os testemunhos foram cortados perpendicularmente ao seu eixo maior, obtendo-se cilindros individuais com 22 mm de altura (Fig. 4.9). Esta operação, na primeira campanha de amostragem, foi feita com recurso a uma serra enquanto nas últimas campanhas, o processo de corte foi realizado com recurso a uma máquina de corte específica, com duas serras distanciadas cerca de 23 mm (Fig. 4.10).

O corte dos testemunhos permite que cada local de amostragem esteja representado por cerca de 8 amostras, tendo-se estudado um total de 248 amostras cilíndricas (Fig. 4.10).

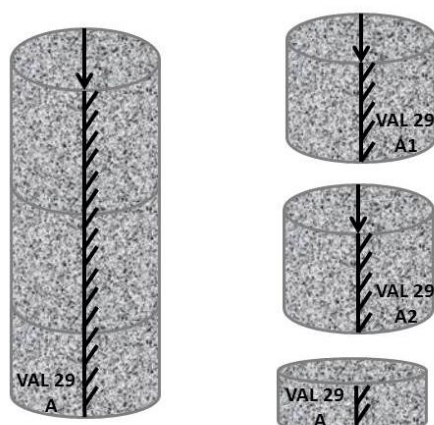


Fig 4.9- Esquemática do corte de testemunhos



Máquina de corte de testemunhos



Orientação dos testemunhos

Fig. 4.10- Máquina de corte de testemunhos e testemunhos cortados, referenciados e orientados.

Os valores de suscetibilidade magnética e da ASM foram medidos no Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território da FCUP/ Instituto Ciências da Terra, Polo Porto (Centro de Geologia da da Universidade do Porto), com recurso a uma balança de suscetibilidade magnética, Modelo KLY4-S Kappabridge (Agico) da República Checa (Fig. 4.11).

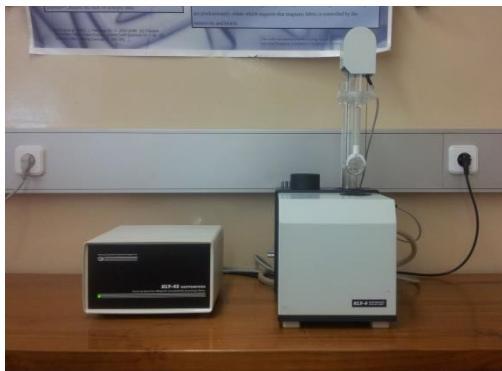


Fig. 4.11- Balança de suscetibilidade magnética - Modelo KLY4-S da Kippabridge (Agico).

Esta balança, durante a medição, aplica um campo magnético com a intensidade de 300 A/m, que induz uma magnetização na amostra. O software usado, específico da balança, “Sufar” da Agico®, calcula os valores da suscetibilidade para o volume que é inserido para cada amostra (calculado previamente). O processo de medições de valores de suscetibilidade magnética e da ASM para cada amostra consiste em 4 medições, que correspondem a 4 inserções da amostra, na balança, feitas pelo porta-amostras robotizado. Estas 4 medições, respeitam 3 posições específicas do cilindro (posição 3 repete-se duas vezes) (Fig. 4.12). As medições foram feitas com um grau de sensibilidade que fornece os valores aproximados à décima.

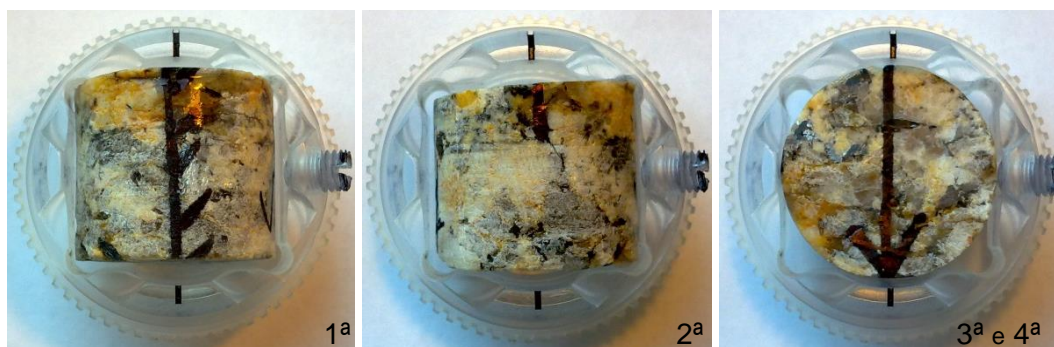


Fig. 4.12- Posições sucessivas, de colocação das amostras no porta-amostras, para as medições de suscetibilidade.

4.2.3- Medidas laboratoriais

As medições realizadas, foram feitas automaticamente pelo *software* do equipamento, e fornecem parâmetros caraterísticos do elipsoide de ASM. O *software* da balança disponibiliza informação, para cada cilindro/amostra, acerca da intensidade e da

orientação dos três eixos principais, K_1 , K_2 e K_3 , no referencial geográfico e ainda parâmetros escalares do elipsoide de ASM, que se descrevem a seguir:

- suscetibilidade média $km = (K_1 + K_2 + K_3)/3$
- anisotropia paramagnética $P \text{ "para"}\% = 100 \times [(K_1+14)/(K_3+14)-1]$ (Bouchez et al., 1987)
- parâmetro de forma $T = [2\ln(K_2/K_3)/\ln(K_1/K_3)]-1$

Posteriormente é feito o tratamento de dados para cada estação de amostragem, com recurso a *software* específico como: “Excel”, “Stereonet” e “Anisoft” (da empresa www.agico.com).

4.3- Resultados

Os resultados médios obtidos para as 34 estações de amostragem são apresentados na Tabela 4.2. Os resultados obtidos para todas as 248 amostras, encontram-se no Anexo I.

Tabela 4.2- Dados médios de anisotropia da suscetibilidade magnética para cada estação de amostragem. K: suscetibilidade média em 10^{-6} SI; P para %: anisotropia paramagnética (Bouchez et al., 1987); T: parâmetro de forma (Jelinek, 1981); dec: direção, inc: inclinação; E12, E23 e E31: 95% ângulos de confiança correspondentes aos três eixos; N: número de amostras por estação; -: dados não disponíveis.

Estação	K (10^{-6} SI)	Ppara%	T	K1		K3		Lineação	Foliação	E12	E23	E31	N
				dec	inc	dec	inc						
VAL-1	53.24	2.74	0.14	112	5	186	18	5→ N 112	N 96; 72 N	48	26	34	6
VAL-2	57.30	2.32	0.12	124	18	11	60	18→N 124	N 101; 30 SW	39	18	18	9
VAL-7	64.16	2.93	0.04	115	11	351	64	11→N 115	N 81; 26 S	-	-	-	9
VAL-8	57.44	2.77	-0.08	98	24	328	32	24→ N 98	N 58; 58 SE	-	-	-	9
VAL-9	65.08	2.12	0.22	123	2	227	82	2→ N 123	N 231; 21 NW	36	16	18	9
VAL-10	63.77	3.52	0.18	236	12	123	60	12→N 236	N 213; 30 NW	-	-	-	3
VAL-11	47.82	3.81	0.18	137	12	321	78	12→ N 237	N 51; 12 S	33	17	23	6
VAL-12	58.84	3.11	0.13	158	3	258	59	3→ N 158	N 348; 31 E	35	16	20	6
VAL-13	59.01	3.40	0.04	118	9	27	14	9→ N118	N 117; 76 S	43	12	16	7
VAL-14	58.61	3.37	0.05	102	15	12	45	15→ N 102	N 102; 45 S				6
VAL-15	52.12	2.84	-0.17	137	3	17	82	3→ N 137	N 107; 8 SW	23	16	22	7
VAL-16	48.98	3.35	-0.10	108	3	3	70	3→ N 108	N 93; 20 S	7	1	5	7
VAL-17	67.33	3.17	-0.04	121	19	271	73	19 →N 121	N 181; 17 NE	59	29	31	4
VAL-18	50.31	2.69	0.19	283	24	29	38	24→ N 283	N 119; 52 SW	44	15	28	6
VAL-19	74.66	1.96	-0.23	99	6	349	41	6→ N 99	N 259; 49 SE	30	20	28	6
VAL-20	73.63	3.36	0.27	3	20	123	62	20→ N 3	N 33; 28 NW	61	11	30	5
VAL-21	52.66	3.17	0.21	263	32	33	47	32→ N 263	N 123; 43 SW	52	14	25	8
VAL-22	77.96	5.30	0.17	57	7	323	27	7→ N 57	N 233; 63 SE	17	8	19	6
VAL-23	55.26	3.36	-0.20	133	10	32	44	10→ N 133	N 122; 46 SW	54	26	27	5
VAL-24	73.03	4.67	0.28	312	17	199	52	17→ N 312	N 109; 38 NE	-	-	-	4
VAL-25	40.86	3.63	0.17	308	56	63	32	56→ N 308	N 153; 58 SW	65	20	26	5
VAL-26	69.64	2.16	-0.14	79	18	316	59	18→ N 79	N 46; 31 SE	40	14	22	6
VAL-27	62.46	2.44	0.19	343	15	234	50	15→ N 343	N 144; 40 NE	44	19	37	8
VAL-28	32.46	3.77	0.30	139	15	31	49	15→ N139	N 121; 41 SW	51	29	84	7
VAL-29	59.45	2.24	0.02	111	10	204	16	10→ N 111	N 114; 74 NE	29	23	50	8
VAL-30	52.35	1.88	0.16	103	2	11	45	2→ N 103	N 101; 45 S	35	27	48	10
VAL-31	50.21	2.55	-0.10	89	8	346	60	8→ N 89	N 76; 30 S	31	21	22	10
VAL-32	44.71	2.90	0.12	106	10	354	65	10→ N 106	N 84; 25 S	29	22	25	11
VAL-33	50.26	2.78	0.09	65	2	332	57	2→ N 65	N 62; 33 SE	54	29	30	14
VAL-34	47.29	2.82	0.12	240	0	331	44	0→ N 240	N 61; 46 SE	26	21	36	9
VAL-35	51.15	3.11	0.00	106	15	352	56	15→ N 106	N 82; 34 S	32	24	35	9
VAL-36	58.00	3.12	0.16	275	6	19	65	6→ N 275	N 109; 25 S	16	14	28	7
VAL-37	48.54	3.17	-0.13	85	9	353	8	9→ N 85	N 83; 82 S	28	20	68	8
VAL-38	42.04	1.36	0.29	41	41	147	17	41→ N 41	N 57; 73 NW	33	15	15	8

4.3.1- Dados escalares de ASM

A **suscetibilidade magnética (K)** da estação é obtida através da média da intensidade da suscetibilidade dos três eixos, $K_{\text{médio}} = (K_1 + K_2 + K_3)/3$, de todas as amostras que integram a estação de amostragem.

Os valores de suscetibilidade magnética, no granito de Valpaços, são baixos, pois estão compreendidos entre 32.46 e 77.96×10^{-6} SI (Tabela 4.2, Fig.4.13). Sendo o valor médio de 56.49×10^{-6} SI. Estes valores, são característicos de um comportamento paramagnético, devido à ausência de magnetite. Assim sendo, a suscetibilidade magnética, deve-se essencialmente ao ferro contido nos silicatos presentes, neste caso a biotite e na ilmenite. Assim tendo em conta a classificação de Ishihara (1977), o granito de Valpaços pertence à série dos granitos com ilmenite.

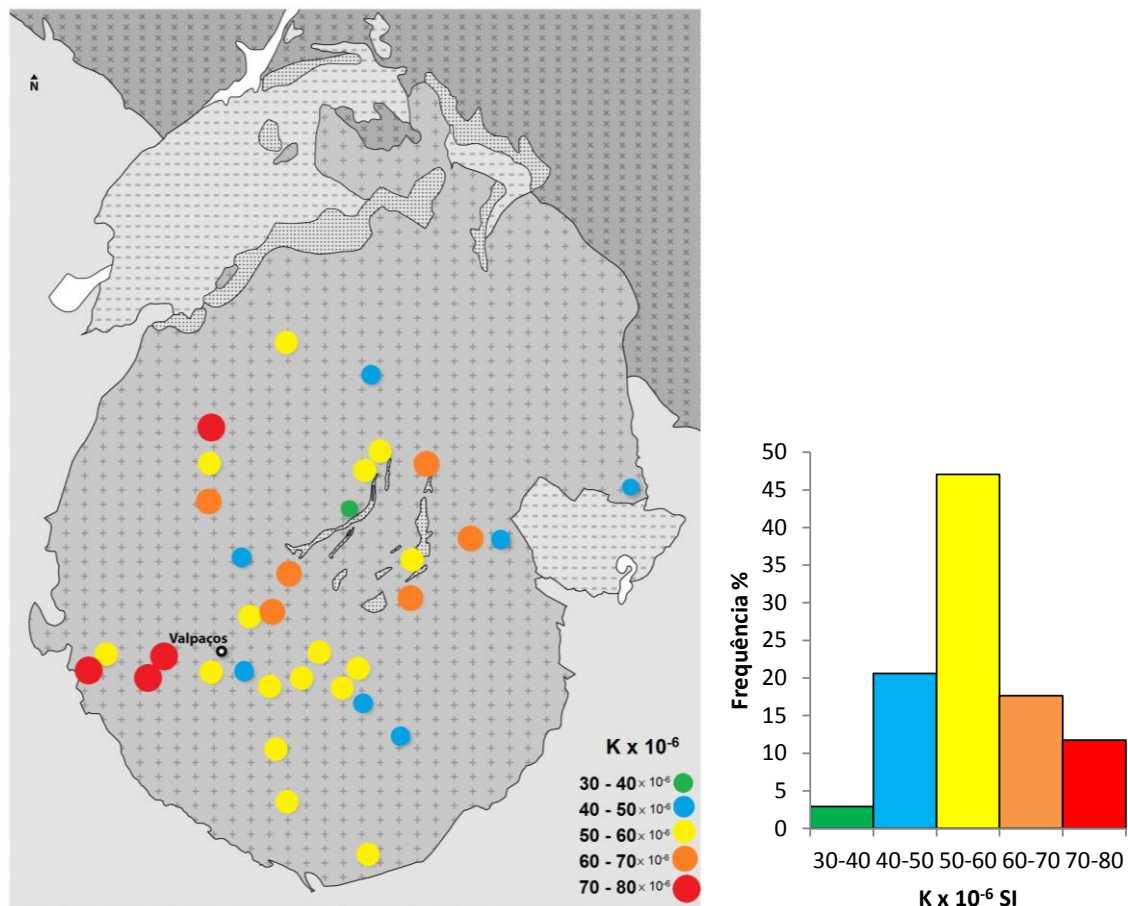


Fig. 4.13- Mapa das 34 estações de amostragem com representação dos respectivos intervalos de valores médios de suscetibilidade magnética em cada estação, escala 1:106349. Histograma de frequência relativa do parâmetro de suscetibilidade magnética (K) do granito de Valpaços.

Alguns autores correlacionam os valores de suscetibilidade magnética com as diferentes fácies petrográficas presentes num plutão. Segundo Gleizes (1993), um valor médio como o do granito de Valpaços, 56.49×10^{-6} SI, insere-se no grupo dos leucogranitos. Este autor define valores médios de 20 a 60×10^{-6} SI para leucogranitos, valores médios de 60 a 200×10^{-6} SI para monzogranitos e valores médios compreendidos entre 200 a 300×10^{-6} SI, para os granodioritos. Numa outra classificação, proposta por Sant’Ovaia & Noronha (2005), granitos com valores de K inferiores a 70×10^{-6} SI de K, são classificados como leucocratas, reforçando assim, a inserção do granito de Valpaços no campo dos granitos leucocratas.

Tendo em consideração a distribuição dos valores de K, e ainda o histograma para este parâmetro (Fig. 4.13), podemos verificar que o intervalo de 50 - 60×10^{-6} SI é o mais representativo, podendo encontrar-se amostras desta gama distribuídas por todo o maciço. É de notar uma pequena tendência para os valores mais elevados de K (70 a 80×10^{-6} SI) se localizarem do lado Oeste do plutão enquanto os valores mais fracos de K (30 a 50×10^{-6} SI) se localizam no centro e lado Este do plutão, que pode sugerir uma zonalidade embora incipiente.

O parâmetro da **anisotropia paramagnética (P “para” %)** é de um modo geral usado para rochas onde o valor da suscetibilidade é fraco. Este parâmetro corrige a suscetibilidade conferida pela fração diamagnética (quartzo e feldspato potássico), (Bouchez et al., 1987).

Deste modo, e como o diamagnetismo é considerado uma constante isotrópica, a correção do diamagnetismo, num granito é estimada como $K_d = -14 \times 10^{-6}$ SI (Rochette, 1987).

Assim, a anisotropia paramagnética é expressa por:

$$P \text{ “para” \%} = 100 \times [(K_1 + 14)/(K_3 + 14) - 1]$$

com K_1 e K_3 expressos em 10^{-6} SI.

Os valores de P“para” % das estações variam entre 1.96 a 5.30%, sendo o valor médio de 3% (Tabela 4.2; Fig. 4.14). Pela observação do mapa de anisotropia paramagnética podemos verificar uma certa tendência para valores mais elevados (>3%) se concentrarem junto aos limites do contacto do granito com o encaixante.

Contudo, a anisotropia paramagnética é baixa, evidenciando a pouca deformação pós-magmática deste granito, facto confirmado pelos estudos petrográficos. Segundo Leblanc et al. (1994), só para valores de P “para” % >4 se considera que as rochas graníticas têm uma taxa de deformação no estado sólido elevada, suscetível de modificar o “fabric” magmático original. Assim, o “fabric” do granito Valpaços tem um carácter essencialmente magmático, o que é reforçado pela presença de microestruturas já abordadas no capítulo 3.

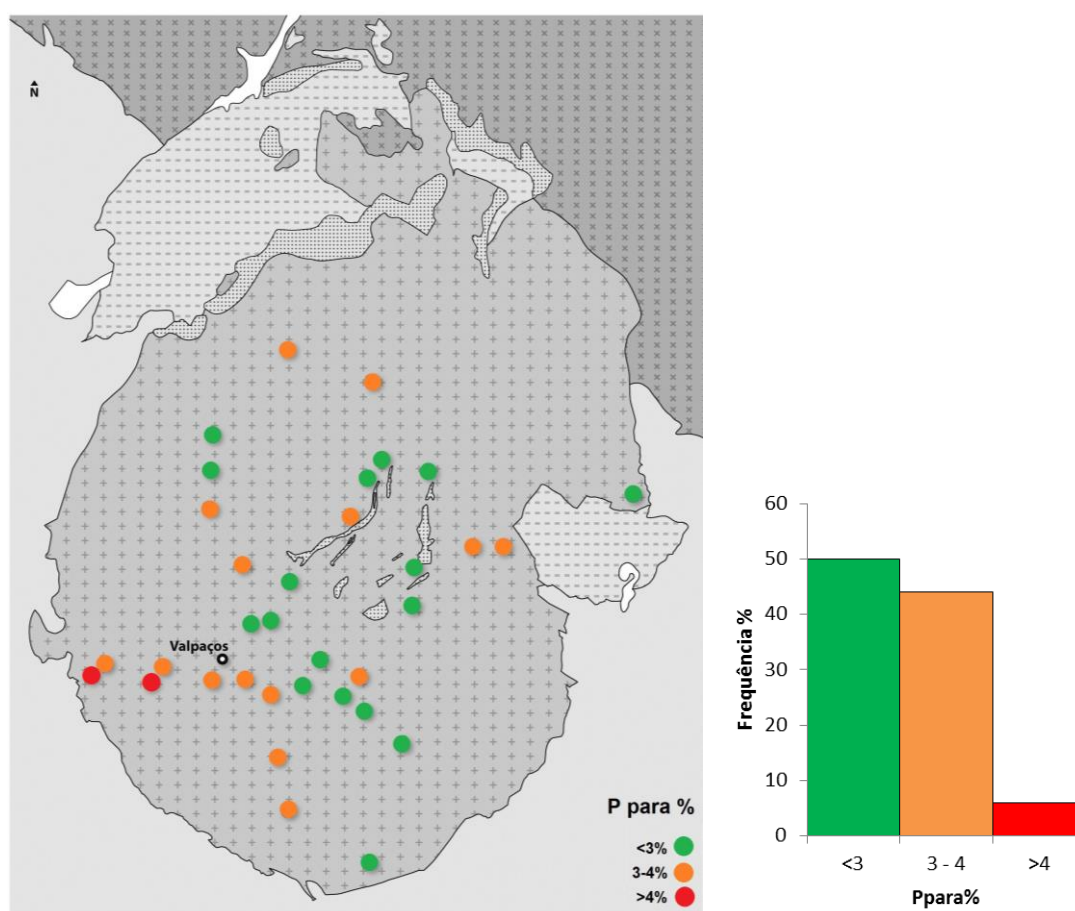


Fig. 4.14- Mapa das 34 estações de amostragem com representação da gama de valores médios de anisotropia paramagnética em cada estação, escala 1:106349. Histograma de frequência relativa da anisotropia paramagnética (Ppara%) no granito de Valpaços.

Apenas duas amostras apresentam um valor um pouco superior à maioria, 4.67 e 5.3% (Val 24 e Val 22, respetivamente), correspondendo a estações localizadas perto do limite do contorno Oeste do plutão.

Observando a relação P “para” % *versus* K (Fig. 4.15), podemos verificar que não se observa nenhuma relação evidente entre os parâmetros. Contudo, as amostras com valor > 4%, são também as amostras com um valor de K mais elevado.

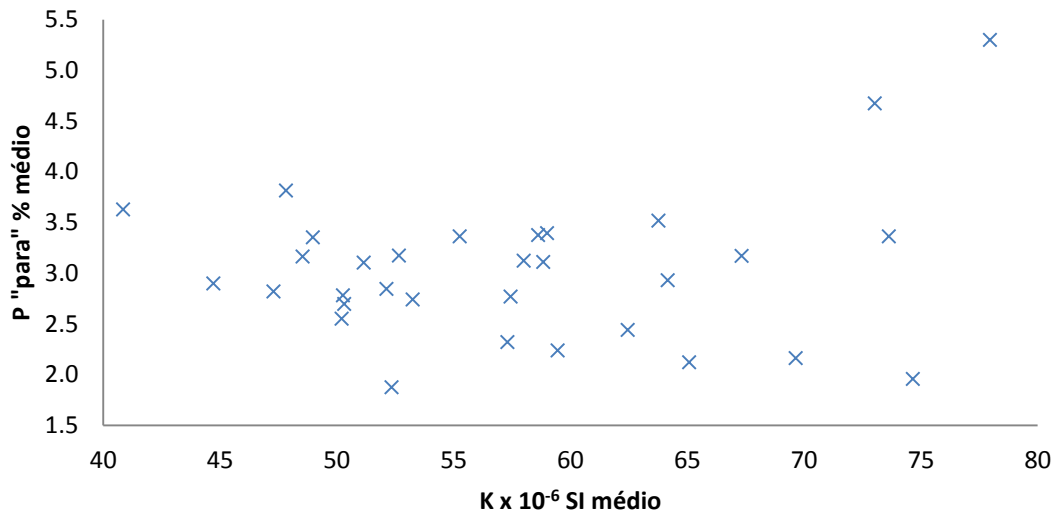


Fig. 4.15- Suscetibilidade magnética média (K) *versus* anisotropia P "para" % média.

O **parâmetro de forma** exprime a forma do elipsoide de ASM e pode ser calculado de dois modos: pelo parâmetro T (Jelinek, 1981) ou pelo parâmetro de Flinn (Flinn, 1962).

O parâmetro de forma T é dado pela expressão:

$$T = [2\ln(K_2/K_3)/\ln(K_1/K_3)] - 1$$

O parâmetro de Flinn é dado pela expressão:

$$PFlinn = (L - 1)/(F - 1)$$

em que L e F são expressos por: $L = K_1/K_2$ e $F = K_2/K_3$

O elipsoide de ASM é achatado se $0 < PFlinn < 1$ ou se $0 < T \leq 1$; elipsoide é constrito se $PFlinn > 1$ ou se $-1 \leq T < 0$.

Para uma leitura mais facilitada, escolheu-se o parâmetro T, por se traduzir, através de uma leitura em intervalos simétricos, para os dois tipos de forma de elipsoide de ASM, achatado e constrito.

O cálculo de T mostrou que das 34 estações analisadas, 73.53% encontram-se na zona de achatamento do elipsoide de ASM, enquanto 26.47% na zona de constrição (Tabela 4.2).

A distribuição espacial dos valores de T, está representada no mapa da Fig. 4.16. onde é possível verificar 25 estações na zona $T > 0$ e 9 estações com $T < 0$.

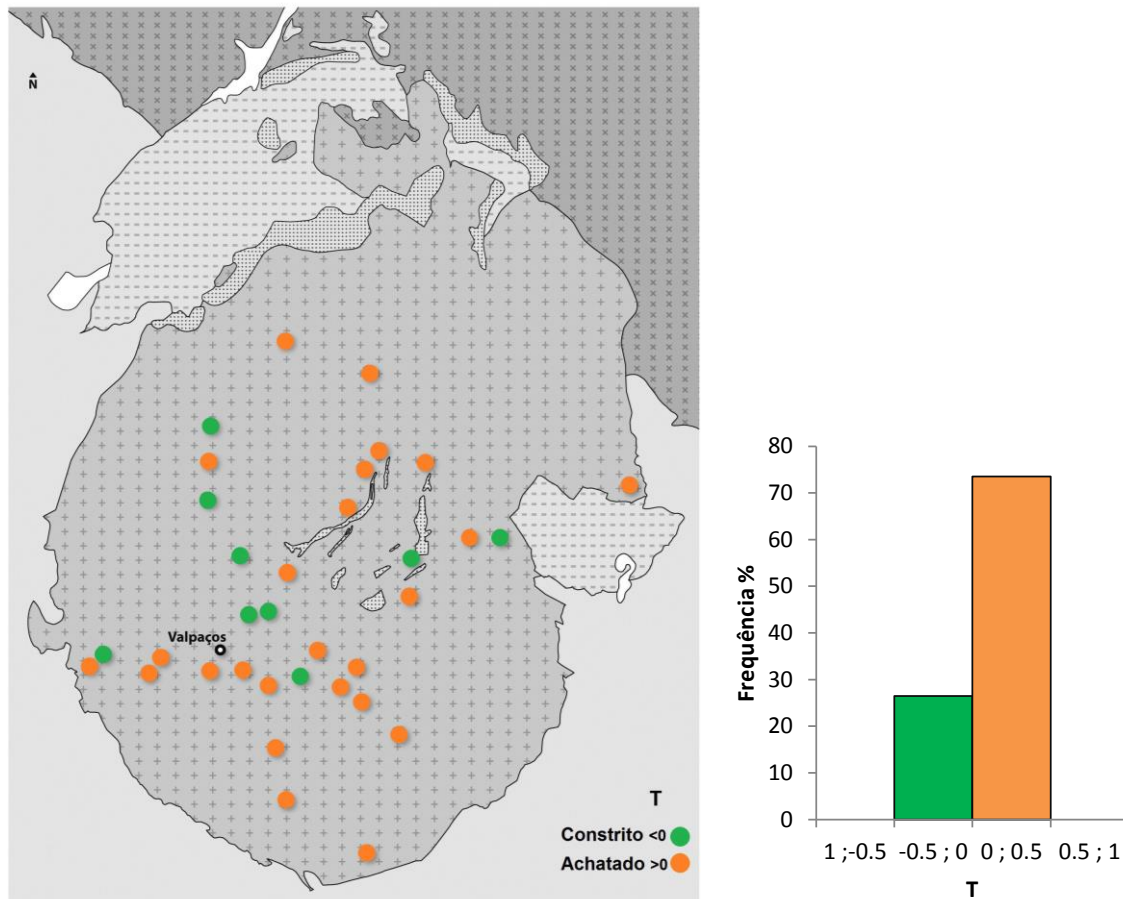


Fig. 4.16- Mapa das 34 estações de amostragem com representação da gama de valores médios do parâmetro T em cada estação, escala 1:106349. Histograma de frequência relativa do parâmetro T (T) no granito de Valpaços.

Da projeção do parâmetro T com *versus* o grau de anisotropia, não se verifica qualquer relação entre estes dois parâmetros (Fig. 4.17). Benn (1994), definiu experimentalmente que o elipsoide torna-se cada vez mais achatado, à medida que o grau de anisotropia aumenta e, por sua vez, aumenta a deformação no estado sólido, o que é válido para valores de P “para” % >4. Deste modo, e com os valores presentes no granito de Valpaços, só é possível relacionar a tendência do elipsoide de ASM ser achatado, com a presença de biotite, que é o mineral mais anisotrópico, do ponto de vista magnético. O aumento do grau de anisotropia leva a uma maior organização planar dos planos de clivagem da biotite, plano de fácil magnetização, o que dá origem à forma mais achatada dos elipsoides ASM e que está de acordo com um “fabric” planar (Fig. 4.17).

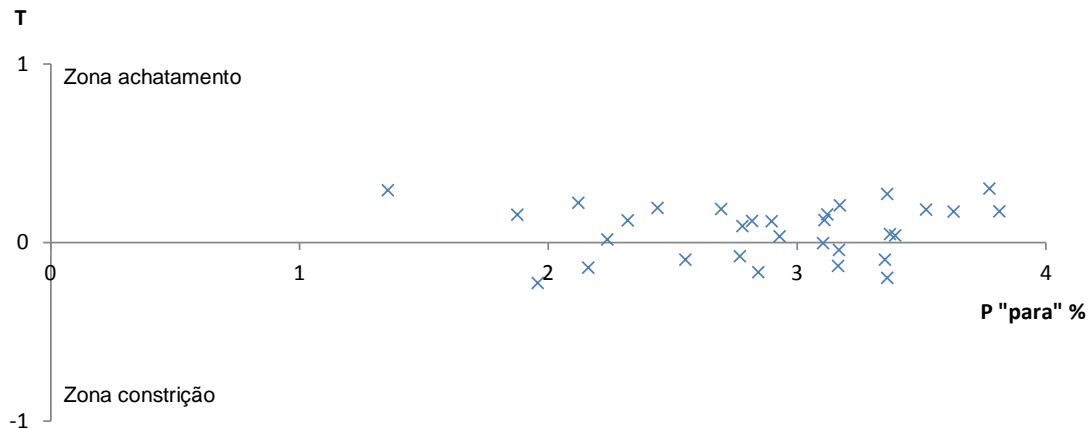


Fig. 4.17- Representação do parâmetro T *versus* a anisotropia magnética e zonas de achatamento e constricção.

4.3.2- Dados direcionais de ASM

O “fabric” magnético é definido pela foliação e pela lineação magnética médios. Para obter estes parâmetros, é necessário calcular a média matricial por estação, e assim obter as direções médias de $K_{\text{máximo}}$ e $K_{\text{mínimo}}$ (K_1 e K_3), e o respetivo azimute e inclinação.

Deste modo, a foliação magnética representa o plano perpendicular à orientação média de K_3 , e a lineação magnética é paralela à orientação média do K_1 .

Os resultados médios obtidos para as 34 estações de amostragem são apresentados na Tabela 4.2.

Na Fig. 4.18 podemos observar as estações de amostragem efetuadas com respetivos esterogramas do elipsoide de ASM.

O mapa estrutural das **lineações magnéticas** (Fig. 4.19), demonstra que as lineações estão orientadas NW-SE, maioritariamente no centro do plutão. No entanto, parece haver uma tendência para as lineações rodarem, paralelizando-se com o contorno do plutão, junto a estes limites.

As lineações apresentam-se muito pouco inclinadas, tendo a maioria uma inclinação inferior a 24° .

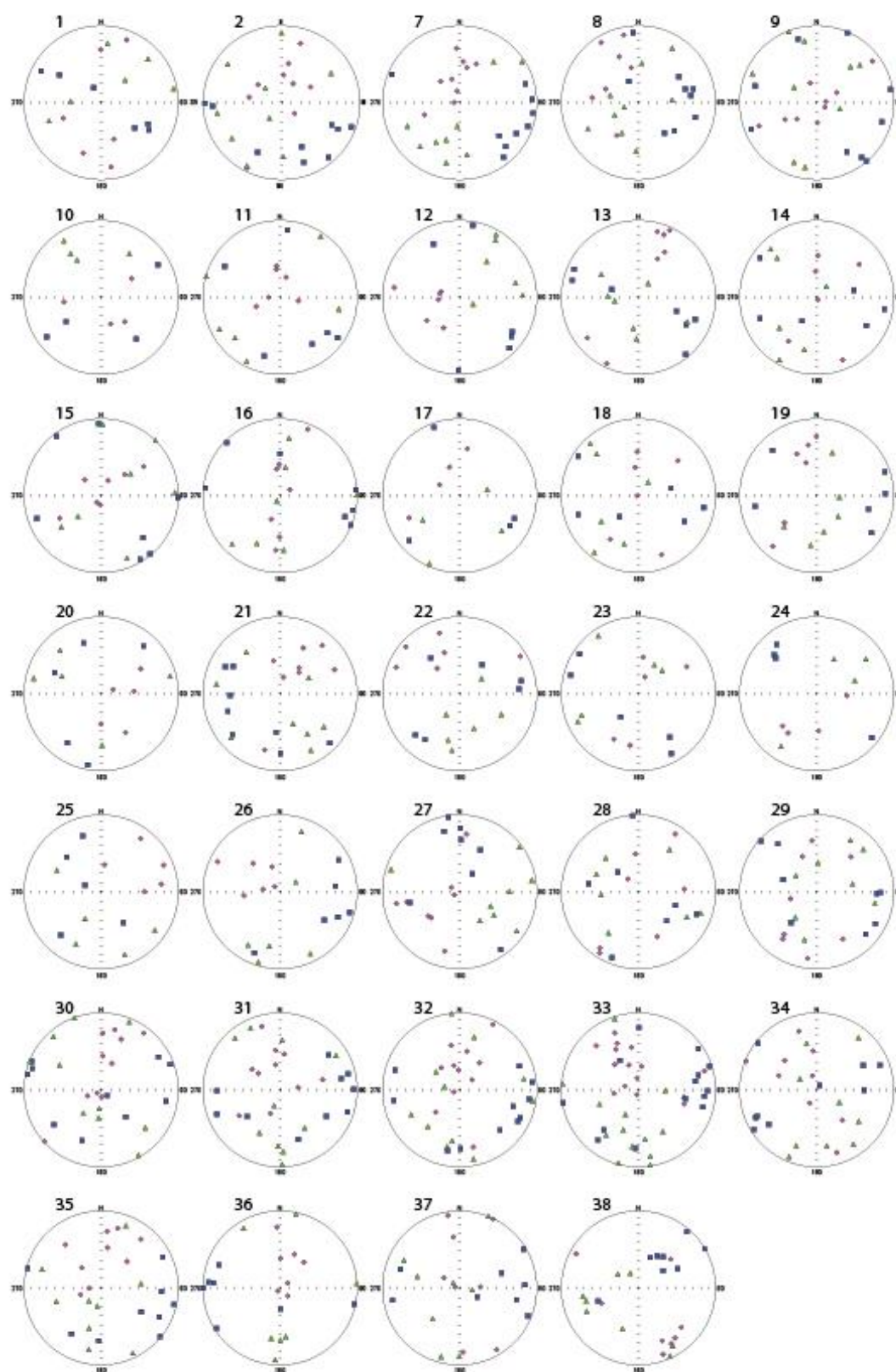


Fig. 4.18- Estereogramas de “fabric” magnético por estação de amostragem (Schmidt, hemisfério inferior).
(■ Kmax; ▲ Kint; ● Kmin).

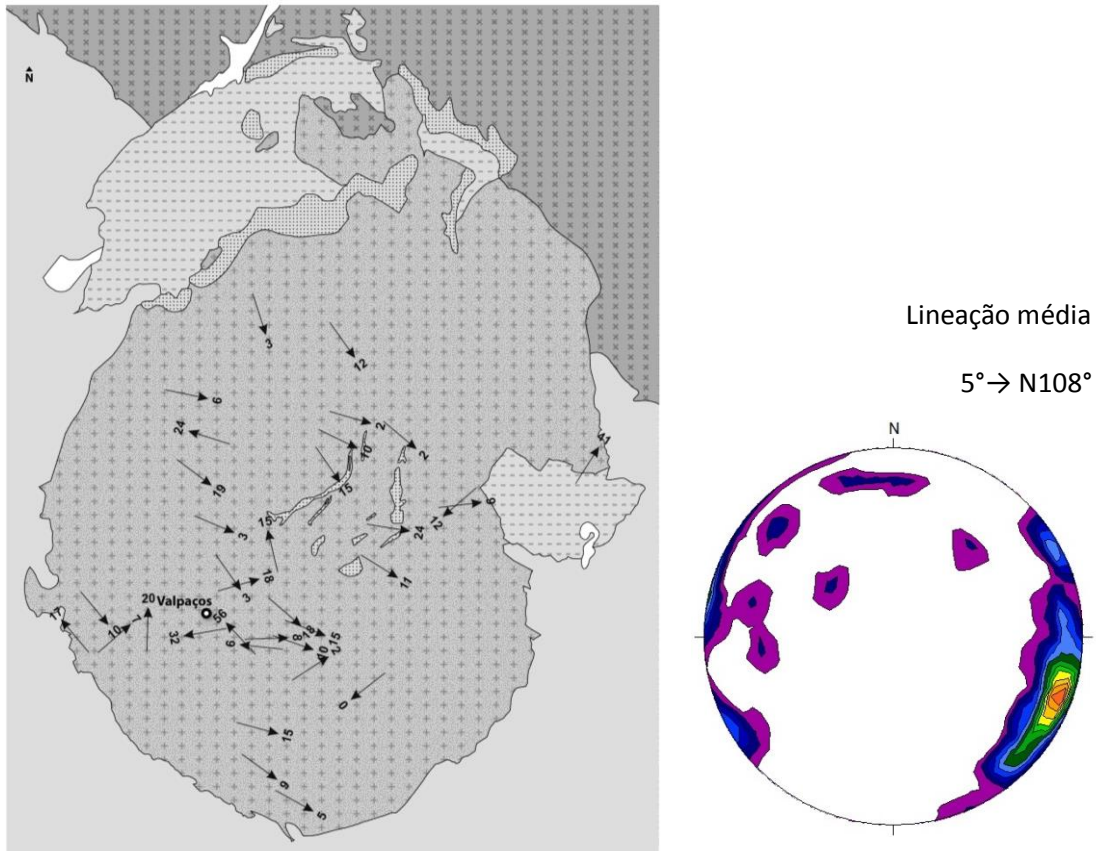


Fig. 4.19- Mapa estrutural das lineações magnéticas (escala 1:106349) e respetiva projeção estereográfica, na rede de Schmidt, hemisfério inferior, contornos de 2 a 14%.

As lineações magnéticas, apresentam uma direção média de N108° e têm uma inclinação fraca, com média de 5° (Fig.4.19), estando relacionadas inteiramente com a direção do eixo de zona dos planos de clivagem da biotite. Como concluído anteriormente para os dados escalares, o “fabric” foi adquirido numa fase magmática e deste modo as lineações são paralelas à direção do fluxo magmático.

Da observação do mapa estrutural das **foliações magnéticas** (Fig.4.20), podemos verificar que estas se dispõem, na generalidade, inclinadas para o exterior do plutão, estando localmente, dispostas concentricamente na zona central. Na globalidade apresentam inclinações fracas, de tendência sub-horizontal, e apresentam uma direção média de E-W (Fig.4.20). O achatamento dos elipsoides ASM está de acordo com a tendência para as foliações serem sub-horizontais, justificado pela disposição planar das biotites.

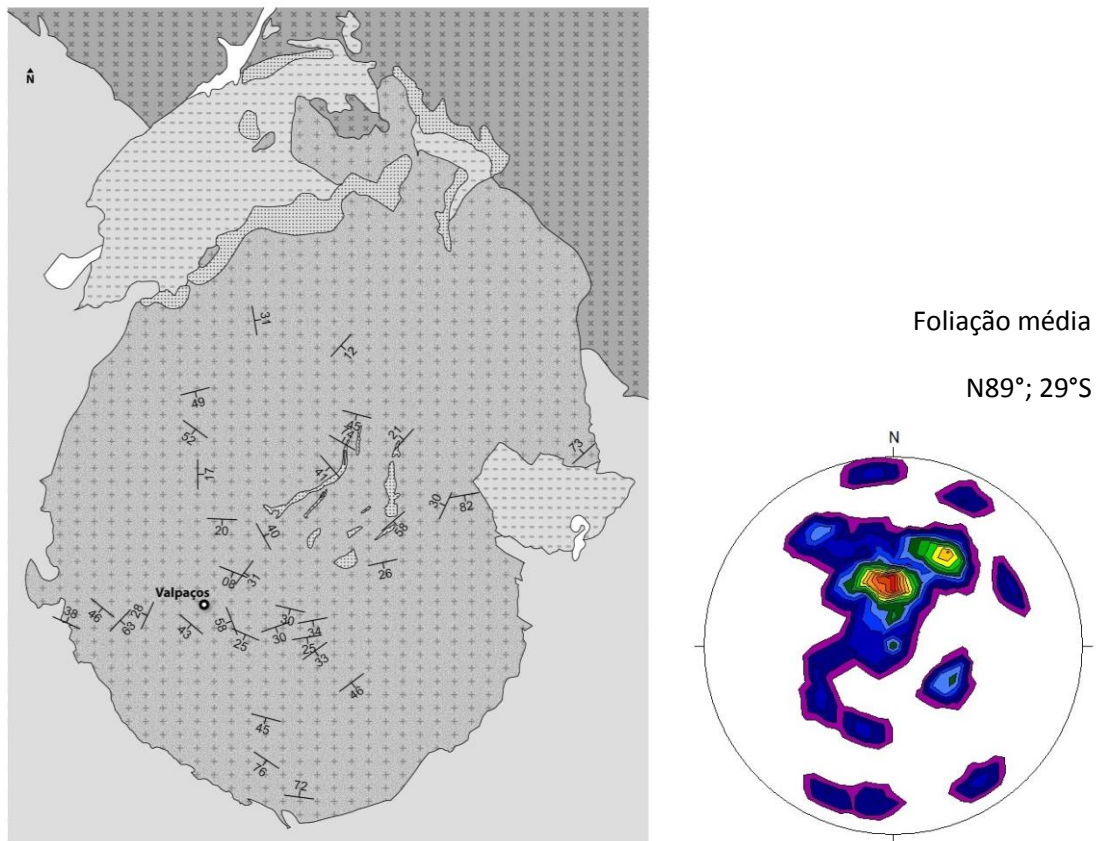


Fig. 4.20- Mapa estrutural das foliações magnéticas (escala 1:106349) e respetiva projeção estereográfica, na rede de Schmidt, hemisfério inferior, contornos de 2 a 14%.

A média dos polos das foliações magnéticas mergulha 61° para a direção de N359° (estereograma da Fig. 4.20) o que indica uma média das foliações magnéticas em torno de N89°; 29°S.

4.3.3- Análise dos dados escalares e direcionais

O valor médio da suscetibilidade magnética é de $56,49 \times 10^{-6}$ SI, um valor baixo, característico de um comportamento paramagnético e que inclui o granito em estudo na série dos granitos com ilmenite (Ishihara, 1977). O valor positivo é conferido essencialmente pelas micas, devido ao contido nas biotites. Este valor é semelhante a valores encontrados noutros granitos da Zona Galiza-Trás-os-Montes conforme é possível verificar na Tabela 4.3. O granito de Valpaços apresenta valores médios semelhantes ao granito de Minheu e ligeiramente inferiores ao granito de Serapicos.

Tabela 4.3 - Parâmetros de suscetibilidade magnética (K), anisotropia paramagnética (P “para” %) e parâmetro de forma (T) de granitos da Zona Galiza Tras os Montes. N, número de estações de amostragem. Adaptado de Sant’Ovaia *et al.*, 2014.

Granito	Textura/ /mineralogia	N	Suscetibilidade magnética		Anisotropia magnética		Parâmetro de forma	
			(K x 10 ⁻⁶ SI)		(P “para” %)		(T)	
			média	mín. - máx.	Média	mín. - máx.	média	mín. - máx.
Granitos de duas micas								
Gralheira	Granito grão médio, duas micas	3	50	48 - 52	5.4	3.2 - 6.7	0.29	0.21 - 0.36
Serapicos	Granito grão médio porfiróide, duas micas	7	65	45 - 86	4	1.8 - 5.1	0.12	-0.37 - 0.62
Valpaços	Granito grão grosseiro porfiróide, duas micas	34	56	32 - 78	3	1.9 - 5.3	0.08	-0.23 - 0.3
Minheu/Lagoa	Granito grão médio porfiróide, duas micas	7	56	35 - 71	2.2	1.2 - 3.6	0.28	0.00 - 0.61
Granitos biotíticos								
Chaves	Granito grão médio a grosseiro porfiróide, biotítico	10	92	81 - 103	1.7	1.3 - 4.0	0.26	0.01 - 0.52
Gerês	Granito grão médio a grosseiro porfiróide, essencialmente biotítico	6	800	100 - 1000	1.8	1.3 - 2.3	0.03	-0.51 - 0.64
Pedras Salgadas (fácies interna do maciço de Vila Pouca de Aguiar)	Monzogranito grão médio a fino porfiróide, biotítico	35	68	44 121	2.1	1.0 - 4.9	0.23	-0.14 - 0.67
Vila Pouca Aguiar	Monzogranito grão médio a grosseiro porfiróide, biotítico	81	135	60 - 218	1	0.6 - 2.3	0.12	0.28 - 0.55

Tendo em consideração os granitos de duas micas na Tabela 4.3, podemos verificar que, os valores de K estão compreendidos entre 50 a 65, os valores de P “para” % entre 2.2 a 5.4, onde o granito de Valpaços se encontra dentro dessas gamas, mas no caso dos valores de T, o granito de Valpaços apresenta um valor inferior de 0.08, comparativamente ao intervalo de 0.12 a 0.29 para os restantes granitos de duas micas.

O valor médio de P “para” % é de 3%, o que indica a ausência de sinais de deformação na fase sólida, o que é confirmado pelas microestruturas (e que vai de certo modo, ao encontro da classificação proposta por Sant’Ovaia & Noronha (2005)), para granitos com ilmenite, e que coloca o granito de Valpaços na zona de limite inferior para granitos tardi-tectónicos (Fig. 4.21).

Os elipsoides de ASM são na sua maioria achatados, o que está de acordo com a contribuição da organização planar dos planos de clivagem da biotite, conforme acontece em outros estudos como no granito de Vila Pouca de Aguiar (Sant’Ovaia, 2000) e no granito de Wyangala na Austrália (Lennox, 2016). Uma tendência de referir,

uma vez que todos os granitos presentes na Tabela 4.3 têm $T > 0$, correspondente a elipsoides achatados (Fig. 4.22).

No granito de Valpaços, as foliações magnéticas apresentam uma direção média E-W e inclinações médias inferiores a 30° o que indica um corpo granítico pouco espesso, com forma laminar. As lineações magnéticas têm a sua média em torno de $N110^\circ$ e há uma dominância de lineações fracamente inclinadas em detrimento de lineações sub-verticais, o que indica que a zona de alimentação deste maciço está distante em profundidade, o que favorece a ideia de uma instalação em níveis estruturais altos.

Comparando com os granitos de duas micas referidos na Tabela 4.3, e segundo os dados presentes em Sant'Ovaia & Noronha (2005), a foliação média ($N89^\circ$; $29^\circ S$) e lineação média ($5^\circ \rightarrow N108^\circ$) do granito de Valpaços apresenta orientações diferentes. O granito de Gralheira apresenta foliação de $N153^\circ$; $70^\circ NE$ e lineação de $47^\circ \rightarrow N155^\circ$; o granito de Serapicos apresenta foliação de $N133^\circ$; $32^\circ SE$ e lineação de $16^\circ \rightarrow N133^\circ$, o granito de Milheu/ Lagoa apresenta foliação de $N196^\circ$; $15^\circ E$ e lineação de $1^\circ \rightarrow N325^\circ$. O que demonstra foliações com tendências diferentes e lineações semelhantes entre os quatro granitos.

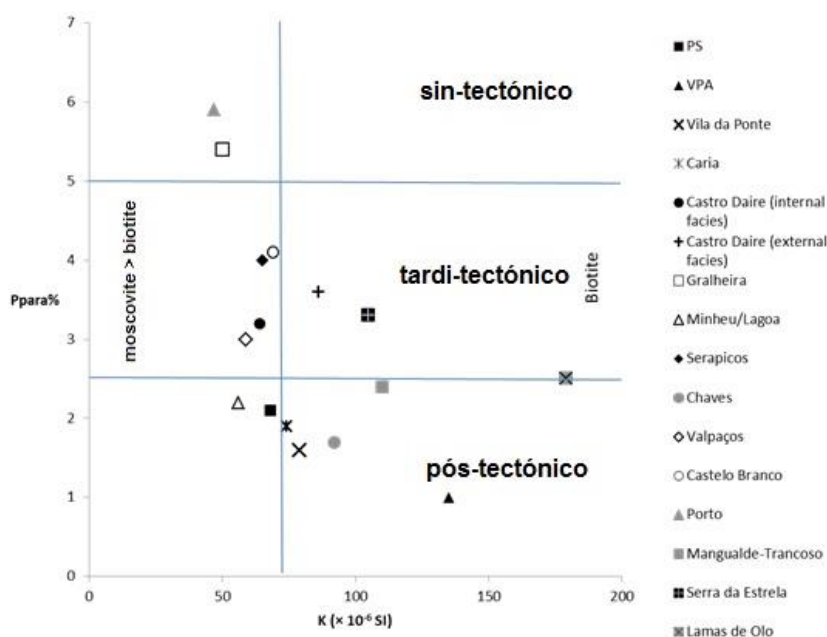


Fig. 4.21- Distribuição de granitos do Norte e Centro de Portugal, segundo a proposta de classificação de Sant'Ovaia & Noronha (2005). Adaptado de Sant'Ovaia *et al.*, 2014.

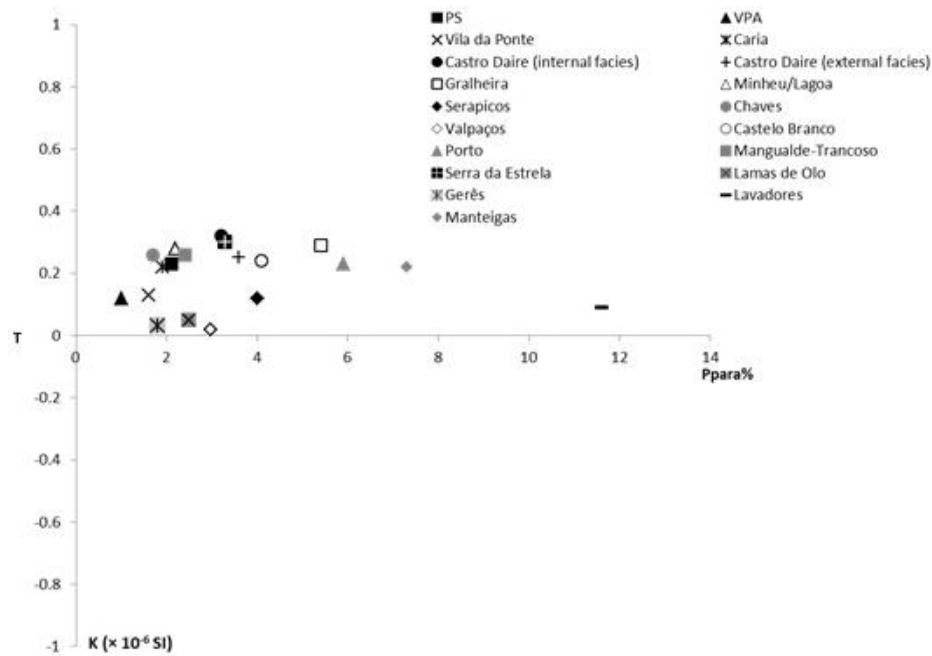


Fig. 4.22- Representação do parâmetro T versus a anisotropia paramagnética de granitos do Norte e Centro de Portugal. Adaptado de Sant'Ovaia *et al.*, 2014.

5- Estudos geoquímicos

5.1- Metodologia

5.1.1- Amostragem

A campanha de amostragem no granito de Valpaços contemplou um total de 25 amostras, 20 no granito de Valpaços e 5 no granito de Lagoas (Fig. 5.1). A recolha destas amostras esteve sempre dependente da existência de afloramentos, da sua disposição (regularmente encontrados em lages) e de locais preferenciais (como taludes de estradas e frentes de pedreiras), onde as rochas não evidenciassem sinais visíveis de meteorização. Deste modo, no mapa de amostragem encontra-se uma distribuição irregular, apresentando áreas sem amostragem.

Em cada local de amostragem recolheram-se quantidades entre 5 e 10 Kg de rocha dependendo da granulometria da amostra.

5.1.2- Preparação das amostras

Após colheita no campo, as amostras foram inicialmente lavadas, e depois foram cortadas em fragmentos que se destinaram a estudos petrográficos, a estudos de química mineral em lâminas polidas, a estudos geoquímicos com a preparação das amostras para análise química de rocha total, isotópica e geocronológica e ainda à armazenagem de testemunhos.

Foram utilizadas 25 amostras de rocha para análise química, que foram moídas por redução sucessiva do tamanho do grão. Este processo foi realizado pela utilização do britador de maxilas, onde foram efetuadas 4 passagens, e posteriormente reduzidas no moinho de martelos. Depois, as amostras foram homogeneizadas e quartilhadas com recolha de 100 g de amostra, com base no procedimento de amostragem de padrão retângular. Os 100 g, foram depois reduzidos no moinho vibratório em moenda de anéis de ágata, a dimensões inferiores a 200 mesh, estando assim prontos para análise química e também para a determinação de isótopos de Rb-Sr e Sm-Nd.

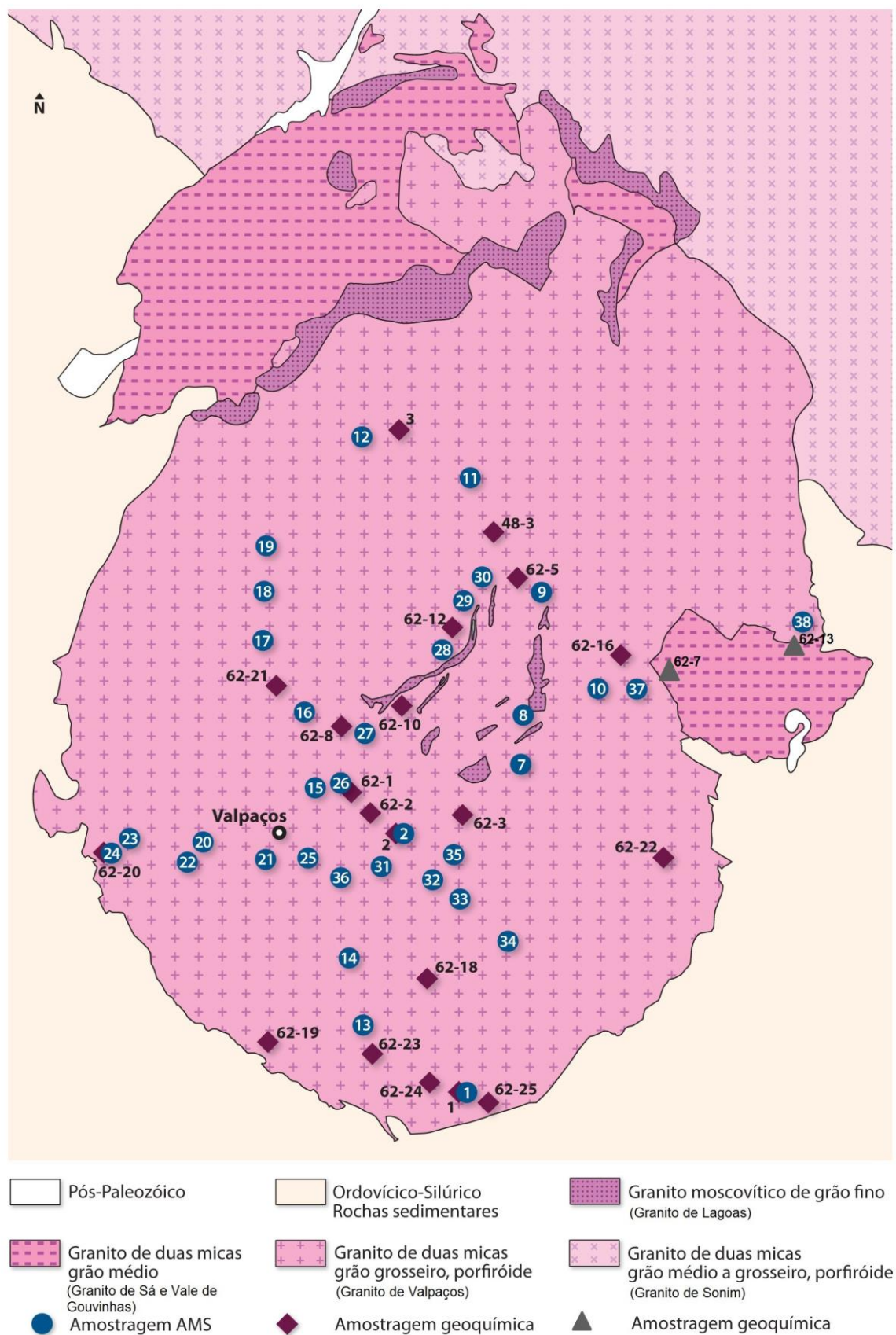


Fig. 5.1- Mapa das estações de amostragem no granito de Valpaços, escala 1:106349.

Espectrometria de massa, ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry)

As análises de elementos maiores foram realizadas no Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG), em S. Mamede Infesta, analisadas por espectrometria de fluorescência de raios-X, com precisão média de 2%.

As análises químicas sobre rocha total, foram realizadas no “Servicio General de Geocronología e Geoquímica Isotópica” (SGIKER) da Universidade do País Basco, Espanha, sendo os elementos menores analisados por espectrometria de emissão plasma, ICP-MS. A precisão média dos resultados, expressa em % (2σ), é em média 4% para os elementos maiores, menores, traço incluindo terras raras. Foram também efetuadas análises de elementos de terras raras (ETR) no Centro de Instrumentação Científica da Universidade de Granada, Espanha.

Rb-Sr e Sm-Nd

As amostras para análise isotópica, Rb-Sr e Sm-Nd, foram selecionadas a partir de amostras, de rocha total, representativas do granito de Valpaços (4 amostras) e também do granito de Lagoas (2 amostras) através do estudo interpretativo dos dados geoquímicos. As análises foram efetuadas no SGIKER.

Para o método Rb-Sr, as amostras foram dissolvidas, sendo o Sr isolado por técnicas de separação de Sr, e analisado por um espectrómetro de massa multi-coletor (Neptune ICP-MS-MC). Este método exclui todos os isótopos de Rb, incluindo o ^{87}Rb que pode interferir com o sistema de isótopo Sr. As amostras foram dissolvidas em Teflon PFA (Savillex) com utilização de $\text{HF-HNO}_3\text{-HClO}_4$. Procedimentos químicos para a digestão de amostras e isolamento Sr, segundo descrito por Pin e Bassin (1992) e Pin et al. (1994). Todos os procedimentos foram realizados numa sala limpa. Depois disto, as amostras de Sr foram retomadas em 2 ml de 3% de HNO_3 e convenientemente diluídos para se obter uma concentração de cerca de 200 ppb de Sr. As amostras foram introduzidas no espectrómetro de massa usando um nebulizador PFA ESI 50 mL min^{-1} e uma camara de pulverização dupla-ciclónica Scott de duas passagens.

O método analítico de base para o Sr no espectrómetro de massa, compreende a multi-aquisição de modo estático de 4 blocos de 12 ciclos com um tempo de integração de 8 s por ciclo. As linhas de base dos amplificadores foram zero no início de cada bloco.

As razões isotópicas foram processadas de forma semelhante ao definido por Balcaen et al. (2005). As correções, foram feitas de acordo com a lei linear de fracionamento de

massa, considerando a constante $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8,375209$ (Steiger e Jager, 1977). Apesar do Sr ter sido isolado da matriz da amostra, algum Rb pode ainda estar presente, tendo sido monitorizado através da medição da massa do ^{85}Rb , a interferência do ^{87}Rb no ^{87}Sr foi subtraída considerando a razão $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb} = 2,59265$ (Steiger e Jager, 1977), assumindo para Rb a mesma massa que foi calculada para Sr. O ^{86}Sr também foi corrigido, por interferência do ^{86}Kr que vem como impureza no gás de Ar. Este foi subtraído após a medição da massa livre de interferências ^{83}Kr e aplicando a relação natural $^{83}\text{Kr}/^{86}\text{Kr} = 0,664533$ (Rosman e Taylor, 1999). A interferência da ^{86}Kr também afeta a correção da massa instrumental com base na relação $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medida, e é propagada para todos os índices medidos. Para superá-lo, foi aplicado quatro vezes um procedimento de iteração, para calcular a razão de massa após a subtração da interferência isobárica. A precisão e reprodutibilidade do método foram verificadas por meio de determinações periódicas nas mesmas condições da norma estrôncio NBS 987. A média da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ deste padrão para cinco determinações, durante o curso do estudo foi de $0,710276 \pm 0,000005 \pm (2 \text{ DP})$.

Para o método Sm-Nd, foi utilizado um método de diluição e ionização termal por espectrómetro de massa (ID-TIMS). A uma percentagem de amostra em pó e pesada, onde é adicionado um traçador ^{150}Nd - ^{149}Sm em quantidade de massa calculada para minimizar a propagação de erros durante os cálculos de diluição isotópica. A mistura de amostra-traçador é digerida num Teflon PFA (Savillex ®) com $\text{HF-HNO}_3\text{-HClO}_4$, e depois evaporada até ficar seca, sendo sucessivamente dissolvido e evaporado em HCl 6N, HNO_3 14N e finalmente em HNO_3 2N. O Sm e Nd são isolados através de dois passos de cromatografia com resinas extração seletiva Tru.Spec e Ln.spec (Eichrom, Darien, EUA), conforme procedimentos detalhados descritos por Pin et al. (1994) e Pin & Santos Zalduegui (1997).

O Sm e Nd são carregados em separado, em filamentos de Ta: cerca de metade da massa total é carregada com 1 mL de HNO_3 7 N sobre uma microgota de H_3PO_4 1M, enquanto o filamento de Ta é aquecido suavemente para evaporar os solventes. Cada filamento de Ta é montado no espectrómetro em oposição a um filamento de Re (técnica de filamento duplo), o que ajudará a converter o NdO^+ e SmO^+ vaporizado em metal Nd^+ e Sm^+ (Splitzer e Sites, 1963 in Platzner, 1997).

As medições de Nd começam após um aquecimento suave de ambos os filamentos durante 40 minutos e quando um feixe de iões de 10^{-11}A ou mais é obtido para ^{144}Nd . As intensidades dos iões de massas ^{143}Nd , ^{144}Nd , ^{145}Nd , ^{146}Nd , ^{147}Sm , ^{148}Nd e ^{150}Nd são gravadas em multi-aquisição de modo estático. As razões isotópicas foram adquiridas em 10 blocos de 20 ciclos de medições, com contribuição isotópica medida

entre os blocos. A correção da fracionamento de massa e a normalização das medições com a contribuição isotópica, foi realizada “off-line”, utilizando-se para o efeito um programa informático específico para esse fim.

As razões isotópicas são obtidas em 10 blocos de 10 ciclos de medições com contribuição isotópica medida entre os blocos. A correção da fracionamento de massa e a normalização das medições com a contribuição isotópica, foi realizada “off-line”, utilizando-se para o efeito um programa informático específico para esse fim.

Os dados são posteriormente corrigidos de acordo com a lei exponencial de fracionamento de massa, considerando como constante a razão $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ (Wasserburg et al., 1981; Thirlwall, 1991).

U-Pb

Para o estudo geocronológico U-Pb procedeu-se à obtenção de concentrados de zircão a partir de uma amostra selecionada como representativa do granito de Valpaços, tendo sido também efetuada uma amostra do granito de Vale de Gouvinhas a título de comparação geocronológica. Após a moagem da amostra procedeu-se à sua crivagem e separação, por via húmida, em diferentes frações granulométricas. Após secagem, a fração 212 μm a 50 μm é separada para continuar o processo, pois é nesta fração que se encontram os minerais de zircão.

Depois a amostra foi separada utilizando pelo método de líquidos densos; primeiro com bromofórmio ($d = 2.8$), recuperando-se o concentrado de minerais mais densos, procedendo-se à sua lavagem com álcool absoluto e secagem através da utilização de um conjunto de filtragem a vácuo com membrana e balão de Kitasato (oliva lateral) associado; depois com iodeto de metileno ($d = 3.3$), onde se recupera a fração mais densa, onde está concentrado o zircão, através da sua lavagem com éter e secagem com a utilização do conjunto de filtragem a vácuo com membrana e balão de Kitasato (oliva lateral) associado.

Posteriormente concentrado com minerais com $d > 3.3$ é passado num separador magnético Frantz, para separar a biotite e minerais mais magnéticos dos restantes, de modo a isolar a fração menos magnética, que é onde se encontram a maioria dos zircões.

Todo este processo, deve ser feito criteriosamente para assegurar a qualidade das análises de zircão, e obter análises concordantes num diagrama concórdia, ao assegurar a eliminação de zircões mais magnéticos, que são mais ricos em urânio, estando estes mais suscetíveis a perdas de chumbo radiogénico, o que os torna mais discordantes (Krogh, 1982). A preparação dos concentrados de zircão foi feita no Laboratório Nacional de Energia e Geologia, S. Mamede Infesta-Matosinhos.

Posteriormente, fez-se uma nova tentativa de separação de diferentes frações de zircão e monazite. Os zircões foram separados tendo em conta o tamanho, forma e limpidez dos cristais, adoptando os critérios morfológicos de Pupin (1980) e Pupin e Turco (1972), de forma a evitar a ocorrência de zircões tipologicamente distintos numa mesma fração. A separação das várias frações de zircão é efectuada numa caixa de Petri de material acrílico, com o auxílio de uma pinça de precisão e de uma lupa binocular. Sempre que possível, rejeitam-se os zircões com inclusões e fraturas e eliminam-se todos os que contenham núcleos herdados. As monazites seleccionadas devem apresentar-se límpidas e sem fraturas e inclusões.

LA-Q-ICPMS (Laser Ablation-Quadrupole-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry)

Para a análise U-Pb de zircões por LA-Q-ICPMS (Laser Ablation-Quadrupole-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) foi necessário preparar montagens dos zircões em blocos de resina “epofix”. A resina, juntamente com um endurecedor, foi preparada de acordo com as instruções dos fabricantes, sendo posteriormente vertida nos moldes, que continham os minerais a analisar. Depois foi realizada uma superfície polida utilizando pasta de diamante STRUERS®, de 1 µm. A preparação das amostras foi efectuada nos Laboratórios de Geologia da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real.

As análises LA-Q-ICPMS foram efectuadas no SGIKER. Como as amostras foram previamente montadas em bloco foi apenas necessário fazer uma limpeza ligeira, que consistiu em introduzir as amostras, durante 5 minutos, numa solução de 0.01 N de HNO₃ num banho ultrassons, para eliminar possíveis contaminações superficiais.

As análises realizaram-se com um espectrómetro de massa, quadripolar, com fonte de plasma (Q-ICP-MS) marca Thermo, modelo XSeries II, equipado com uma interface Xt acoplada. Para melhorar a sensibilidade do equipamento foi utilizado uma segunda bomba de vácuo na interface do sistema. O equipamento utilizado para a introdução da amostra é um sistema de “laser ablation” de New Wave, Nd: Yag 213 nm. As amostras realizaram-se com feixes de 30 µm de diâmetro, com 5Hz de repetição do laser e uma energia de ca. 5J/cm². Em alguns casos foram realizados com feixes de 25 µm, uma vez que o tamanho da amostra não permitia realizar a análise com feixes maiores. Os isótopos utilizados nas análises foram: ²⁰²Hg, ²⁰⁴Pb, ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th, ²³⁵U e ²³⁸U, com tempos de aquisição de dados diferentes, em função da concentração previsível de cada isótopo, sendo de 30 mseg para: ²⁰⁸Pb, ²³²Th y ²³⁵U e

de 20 mseg para: ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{238}U . Para cada ponto analisado, recolheu-se o sinal de ca. de 30 seg “background”, isto é, sem ativar a ablação, e ca. 60 de seg de sinal correspondente à amostra ablacionada. Para o controlo dos resultados obtidos, utilizou-se cristais NIST para a calibração e analisou-se repetidamente os zircões 91500 e GJ-1 (padrão) para correção e controlo dos resultados. Os resultados obtidos foram tratados utilizando “Lolite 2.4” (Paton et al., 2010, 2011) e “VizualAge” (Petrus e Kamber, 2011).

ID-TIMS (“Isotope Dilution – Thermal Ionisation Mass Spectrometry”)

As análises isotópicas U-Pb em zircões e monazites de amostras representativas do granito de Valpaços e do granito de Vale de Gouvinhas foram obtidas no Departamento de Geociências da Universidade de Oslo, Noruega. O granito de Vale de Gouvinhas foi analisado a título de comparação geocronológica, uma vez que se trata também de um granito de duas micas. No entanto não foram efetuados estudos petrográficos, petrofísicos e geoquímicos nesta fácies. Foram de igual modo selecionadas, novas amostras, com base em dados de campo, petrográficos e geoquímicos, devido à indisponibilidade de quantidade e qualidade das amostras utilizadas para análise LA-Q-ICPMS.

Após a separação dos cristais de zircão e monazite, os concentrados foram enviados para o laboratório, onde começaram por ser submetidos a um processo de abrasão química, que segue três passos fundamentais, descritos em Mattinson (2005): 1- colocar em estufa a 900°C durante três dias; 2- dissolução parcial com $\text{HF}^+ \text{HNO}_3$ (12:1); 3- lavagem com HCl 6N (Lima et al., 2012). Posteriormente, na lupa binocular, procede-se à selecção dos melhores cristais e à sua transferência para pequenos copos de “pirex”. No laboratório limpo, segue-se a fase de lavagem que consiste, num primeiro momento, na adição de 2 gotas de acetona destilada + 7 gotas de água bi-distilada + HNO_3 8N suficiente para preencher o pequeno copo de “pirex” e sua colocação na placa de aquecimento (< 100 °C) durante 30 minutos. Posteriormente, são efectuados três ciclos de lavagem (1º água bi-distilada → 2º acetona destilada → 3º acetona destilada), durante os quais é necessário colocar os pequenos copos de “pirex” no equipamento de ultrasons.

Após a lavagem é efectuada a pesagem das várias frações e a sua transferência para bombas de digestão de “teflon” concebidas pelo Prof. Dr. Fernando Corfu (frações de zircão) e para recipientes de “teflon” Savillex ® (frações de monazite). Às bombas de digestão de “teflon” é adicionada 1 gota de HNO_3 8N e 12 gotas de HF a 48 % e uma quantidade proporcional de um traçador isotópico misto (“spike”), constituído por $^{202}\text{Pb}/^{205}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, enquanto aos recipientes de “teflon” Savillex ® foram adicionadas 12

gotas de HCl 6N e uma quantidade proporcional do mesmo tipo de “spike”, seguindo a metodologia proposta por Krogh (1973). As bombas de digestão são posteriormente inseridas em contentores de aço, que por sua vez são colocados num suporte apropriado, onde serão bem ajustados com o auxílio de parafusos, para evitar que as bombas de digestão se abram por aumento de pressão, durante o período de 5 dias em que têm de permanecer na estufa a 184°C. Os recipientes de “teflon” Savillex ® serão colocados durante o mesmo período de tempo sobre a placa de aquecimento a cerca de 100°C. Após esse período, as bombas de digestão e os recipientes de “teflon” Savillex ® são abertos e levados à evaporação total sobre uma placa de aquecimento. São adicionadas 10 gotas de HCl 3N e colocados novamente na estufa/placa de aquecimento. Após 24 horas, as bombas de digestão e os recipientes de “teflon” Savillex ® são definitivamente retiradas da estufa/placa de aquecimento. Com excepção das amostras correspondentes às frações de zircão com peso inferior a 5 µg, as restantes amostras de zircão e todas as de monazite foram sujeitas a processo de separação e recuperação do chumbo e urânio com o auxílio de uma pequena coluna de “teflon”, contendo resina de troca iónica. Todas as colunas foram previamente sujeitas a vários ciclos de lavagem, que envolveram a adição de água bi-destilada, HCl 6N e HNO₃ 8N. Após a transferência da amostra para as colunas de “teflon”, contendo resina de troca iónica, foram adicionadas, numa primeira fase, várias gotas de HCl 3N e, posteriormente, HCl 6N para a recuperação do chumbo, e água bi-destilada para recuperação do urânio nas respectivas bombas digestão/recipientes de “teflon” Savillex ®. Nesta fase são adicionadas 2 gotas de H₃PO₄ às amostras, sendo de seguida levadas à evaporação total. Por último, as amostras são colocadas num filamento simples de Re com sílica-gel (regulador de emissão), sendo as razões isotópicas obtidas num espectrómetro Finnigan MAT 262, segundo a metodologia descrita por Corfu (2004). As medições foram efetuadas por blocos de 10 ciclos cada, quer em multi-aquisição de modo estático, nos colectores Faraday, quer em modo “peak-jumping” no fotomultiplicador de eletrões secundários (nas amostras mais pequenas e sempre para a determinação das razões ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb). Os dados foram processados com o programa Romage 5.1, o qual foi originalmente escrito por T. E. Krogh e posteriormente modificado por L. Heaman (Corfu, 2004). Para medir a contaminação de chumbo comum, presente no ar e/ou reagentes utilizados, foram feitas análises de brancos constituídos apenas por uma determinada quantidade de “spike” ²⁰²Pb/²⁰⁵Pb/²³⁵U. Os valores dos brancos de chumbo e urânio para as várias séries efetuadas durante os dois estágios realizados aproximam-se de 2 e 0.1 pg, respectivamente. O cálculo das margens de erro é dado por 2σ e é efetuado tendo em conta as incertezas das razões medidas (branco, chumbo e urânio das amostras) e do

chumbo comum inicial. Além disso, os dados obtidos no fotomultiplicador de electrões secundários são regularmente corrigidos para um desvio não linear, usando uma equação exponencial normalizada para medições efetuadas no padrão de chumbo NBS982. As correções do chumbo inicial foram efectuadas com recurso às composições calculadas a partir do modelo de Anderson et al. (2002), enquanto no cálculo das idades foram utilizadas as constantes de desintegração indicadas por Jaffey et al. (1971).

Microsonda eletrónica

A microsonda eletrónica foi utilizada para a análise de lâminas delgadas polidas de alguns locais de amostragem. Foram metalizadas e analisadas para dados sobre silicatos e opacos. Estas análises foram realizadas no LNEG, utilizando uma microsonda eletrónica Jeol JXA-8500F, que trabalhou com um potencial de aceleração de 15 kV e uma corrente de emissão de 15 nA. Os padrões e riscas utilizados na análise química dos minerais incluíram: fluorite (F K α), albite (Na K α), ortoclase (Al K α , Si K α , K K α), apatite (P K α , Ca K α), MgO (Mg K α), barite (Ba K α), Rb (REE Glass) (Rb L α), Cs (REE Glass) (Cs L α), MnTiO₃ (Mn K α), TiO₂ (Ti K α); Cr₂O₃ (Cr K α), Fe₂O₃ (Fe K α); cuprite (Cu K α), SrTi O₃ (Sr K α).

5.2- Geoquímica de rocha total

5.2.1- Classificações químicas, químico-mineralógicas e normativas

Os resultados das análises químicas dos óxidos, elementos menores e traço do granito de Valpaços e do granito de Lagoas são apresentados na Tabela 5.1. O mapa de amostragem geoquímica está representado na Figura 5.1.

A variação da composição obtida pelo uso da norma C.I.P.W., está expressa na Tabela 5.2. Recorrendo ao diagrama Q' – ANOR de Streckeisen e Le Maître (1979), Fig. 5.2, projetaram-se as amostras, verificando-se que as amostras do granito de Valpaços se concentram maioritariamente no campo 3a – sienogranito, mas com tendência à aproximação da linha divisória com o campo 2 – granito com feldspato alcalino, estando também muitas amostras projetadas neste campo. No caso do granito de Lagoas, as amostras concentram-se no campo 2 – granito com feldspato alcalino.

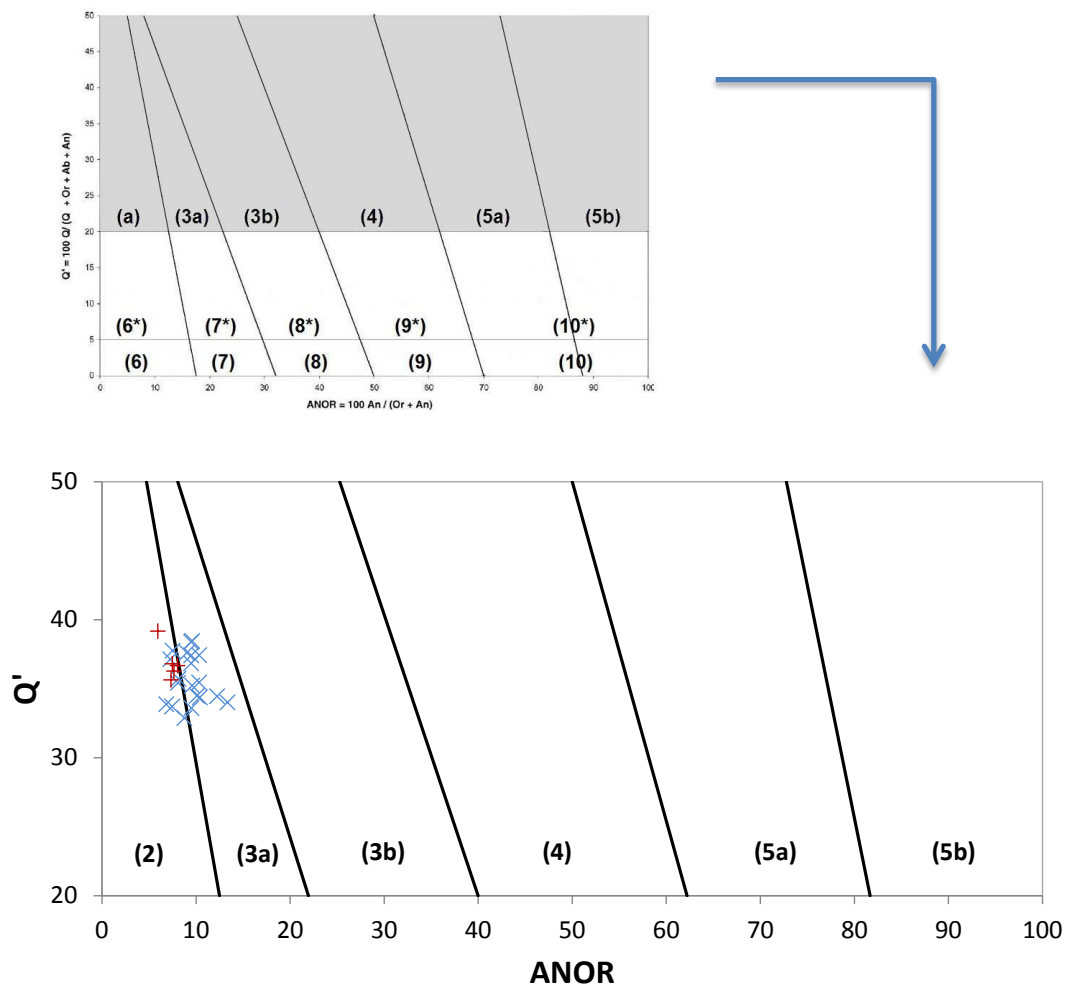


Fig. 5.2- Diagrama de Streckeisen e Le Maître (1979). $Q' = 100 \cdot Q / (Q + Ab + An + Or)$ e $ANOR = 100 \cdot An / (Or + An)$, com projeção de amostras do granito de Valpaços (x) e do granito de Lagoas (+). Campo 2- granito com feldspato alcalino; 3a- sienogranito; 3b- monzogranito; 4- granodiorito; 5a e 5b tonalito; 6*- quartzosienito com feldspato alcalino; 7*- quartzosienito; 8*- quartzomonzonioto; 9*- quartzomonzogabro; 10*- quartzodiorito, quartzgabro, quartzoanortosito; 6- sienito com feldspato alcalino; 7- sienito; 8- monzonito; 9- monzodiorito, monzogabro; 10- diorito, gabro, anortosito.

Tabela 5.1- Análises químicas de elementos maiores (%), menores e elementos traço (ppm) dos granitos de Valpaços e Lagoas.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	L.O.I.	Total	A/CNK	Ba	Co	Cr	Rb	Sr	Ni	Zn	Sn	Nb	Zr	Th	Y	V	Ta	U	Hf	
Granito Valpaços																														
VAL-1	72.56	0.14	14.97	1.30	0.01	0.29	0.80	3.40	4.82	0.41	0.90	99.60	1.22	180.40	2.01	122.50	301.80	57.10	18.04	61.15	nd	6.80	72.73	4.46	5.89	8.39	0.74	8.49	2.33	
VAL-2	70.43	0.19	15.77	1.58	0.02	0.45	0.90	3.12	4.92	0.46	1.00	98.84	1.30	275.70	2.83	114.10	268.80	84.84	23.85	66.38	nd	8.20	101.10	6.75	9.71	12.02	2.53	6.95	3.11	
VAL-3	72.64	0.17	16.08	1.05	0.01	0.29	0.72	2.73	5.73	0.37	1.50	101.28	1.34	304.90	2.86	83.05	303.90	84.96	18.15	63.37	nd	6.00	85.60	5.06	5.23	11.99	0.51	4.32	2.57	
62-1	72.13	0.22	15.20	1.40	0.01	0.36	0.56	2.98	5.34	0.34	1.04	99.57	1.30	354.80	1.54	4.11	228.20	68.50	2.52	42.68	10.00	8.16	69.93	4.41	6.47	15.51	0.90	4.41	2.04	
62-2	72.40	0.25	14.97	1.45	0.02	0.38	0.70	3.07	5.13	0.41	0.89	99.66	1.26	269.10	1.69	29.54	222.60	59.35	2.94	50.05	10.00	7.80	73.36	4.82	6.85	15.37	0.96	4.98	2.15	
62-3	72.26	0.25	14.93	1.65	0.02	0.38	0.71	3.21	5.12	0.40	0.90	99.84	1.23	371.90	2.58	26.20	371.70	88.26	3.99	74.46	10.00	12.78	97.62	6.96	9.86	14.00	1.77	7.76	3.01	
62-G5	72.46	0.28	14.76	1.58	0.02	0.37	0.61	3.02	4.88	0.37	1.15	99.50	1.30	244.90	1.87	48.16	284.20	61.82	4.17	54.31	10.00	10.67	98.06	6.79	7.01	17.22	1.25	6.10	3.05	
62-G8	72.70	0.24	14.55	1.42	0.02	0.35	0.61	2.90	4.91	0.45	1.31	99.45	1.30	277.00	1.50	49.81	601.00	68.85	3.24	59.12	34.00	12.67	81.31	5.36	9.13	15.13	4.28	8.82	2.51	
62-G10	71.46	0.19	15.38	1.41	0.02	0.34	0.62	3.19	5.40	0.38	1.04	99.43	1.26	403.30	2.39	61.01	327.10	92.53	6.82	68.00	10.00	9.32	70.61	4.52	6.44	17.06	1.31	5.27	2.11	
62-G12	72.78	0.25	14.48	1.51	0.02	0.43	0.61	3.12	4.88	0.37	1.08	99.55	1.26	261.00	1.73	64.91	279.00	61.01	68.02	45.60	11.00	9.46	87.53	6.20	7.48	16.44	1.06	6.23	2.72	
62-G16	73.16	0.26	14.40	1.57	0.02	0.31	0.61	2.96	4.86	0.40	1.21	99.76	1.28	190.60	1.92	52.60	320.80	43.19	6.35	53.08	11.00	11.22	90.81	6.30	8.23	16.17	1.43	9.76	2.85	
62-G18	72.01	0.23	14.87	1.63	0.02	0.36	0.66	3.21	5.27	0.40	0.91	99.57	1.22	269.50	2.05	51.24	335.10	66.49	3.75	62.46	13.00	11.36	84.26	5.60	8.27	15.07	1.56	8.08	2.64	
62-G19	71.87	0.19	15.30	1.19	0.01	0.27	0.49	3.06	5.56	0.35	1.25	99.53	1.28	336.70	1.72	43.82	318.60	77.77	2.88	50.83	10.00	9.20	66.18	4.36	5.66	14.47	1.11	4.72	2.00	
62-G20	73.25	0.14	14.62	1.28	0.02	0.27	0.46	3.21	4.89	0.39	1.23	99.75	1.28	222.60	0.81	54.22	460.50	50.86	8.53	41.28	18.00	12.06	59.89	3.69	6.40	13.84	2.20	5.64	1.97	
62-G21	71.98	0.27	14.76	1.73	0.02	0.48	0.72	2.96	5.40	0.41	1.01	99.74	1.23	410.30	2.27	24.43	295.30	97.28	13.50	54.81	11.00	10.00	101.90	7.36	9.03	19.69	1.43	6.73	3.28	
62-G22	73.79	0.21	14.20	1.40	0.02	0.27	0.58	3.14	4.89	0.39	0.85	99.73	1.23	175.90	1.84	48.04	360.30	41.36	12.16	73.81	10.00	12.32	82.27	6.02	7.81	13.71	1.76	10.13	2.83	
62-G23	72.15	0.17	15.22	1.37	0.01	0.33	0.54	3.04	5.62	0.35	0.98	99.78	1.26	347.20	1.77	44.85	317.60	78.36	9.32	54.14	10.00	8.52	67.03	4.57	5.99	14.12	1.31	6.07	2.16	
62-G24	73.39	0.23	14.35	1.52	0.02	0.32	0.66	3.16	4.78	0.41	0.85	99.69	1.24	260.70	2.13	55.66	352.00	64.55	16.64	69.93	9.00	12.52	92.61	6.98	8.05	15.33	1.95	10.99	3.28	
62-G25	73.07	0.17	14.56	1.33	0.02	0.25	0.54	3.23	5.08	0.39	1.08	99.70	1.24	251.50	1.79	53.61	369.20	59.03	21.41	61.75	11.00	10.91	66.85	4.69	6.00	13.43	1.88	7.73	2.35	
48-G3	73.01	0.30	15.43	1.82	0.01	0.46	0.51	2.67	5.23	0.44	1.61	101.49	1.41	199.50	1.65	17.51	191.80	37.49	3.92	45.71	12.00	8.92	85.46	5.38	7.39	15.95	0.99	4.72	2.49	

nd - não determinado

Tabela 5.1 (continuação) - Análises químicas de elementos maiores (%), menores e elementos traço (ppm) dos granitos de Valpaços e Lagoas.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	L.O.I.	Total	A/CNK	Ba	Co	Cr	Rb	Sr	Ni	Zn	Sn	Nb	Zr	Th	Y	V	Ta	U	Hf	
Granito Lagoas																														
62-G4	74.50	0.07	14.27	0.65	0.03	0.07	0.45	3.81	4.32	0.35	1.10	99.61	1.21	38.24	0.22	30.37	593.10	18.74	nd	36.41	20.00	14.47	28.69	1.21	4.45	8.05	3.19	6.38	0.82	
62-G9	74.16	0.07	14.59	0.79	0.03	0.07	0.43	3.71	4.41	0.36	1.18	99.79	1.25	39.61	0.17	37.88	594.20	17.42	nd	43.82	31.00	14.86	29.71	1.31	4.90	8.25	3.70	4.50	0.85	
62-G11	74.19	0.05	14.71	0.77	0.04	0.03	0.32	3.51	4.31	0.32	1.40	99.64	1.33	33.85	0.24	32.86	635.00	15.01	nd	47.37	35.00	14.60	32.07	1.13	4.78	8.22	4.39	4.80	1.00	
62-G17	74.53	0.05	14.25	0.67	0.03	0.03	0.41	3.93	4.39	0.39	0.97	99.64	1.19	32.29	0.25	48.43	662.10	18.89	2.12	38.71	34.00	16.66	27.50	1.20	3.84	8.18	6.92	15.71	0.89	
62-G26	74.20	0.07	14.52	0.84	0.04	0.05	0.44	3.78	4.42	0.38	1.00	99.71	1.23	36.86	0.13	34.34	686.70	17.08	6.09	58.28	36.00	16.32	31.79	1.52	4.80	7.11	5.27	24.19	1.12	

nd - não determinado

Tabela 5.2- Norma C.I.P.W. das amostras do granito de Valpaços e do granito de Lagoas.

	Q	Or	Ab	An	Hy	Ilm	Ap	Cor	TOTAL	Q'	ANOR
Granito Valpaços											
Val 1	32.15	28.45	28.75	3.97	0.72	0.03	0.96	2.71	97.72	34.45	12.23
Val 2	30.83	29.01	26.37	4.47	1.12	0.04	1.08	3.68	96.60	34.00	13.36
Val 3	32.85	33.80	23.05	3.58	0.72	0.02	0.86	4.09	98.96	35.22	9.58
Val 62-1	32.60	31.51	25.17	2.78	0.89	0.03	0.80	3.51	97.28	35.41	8.10
Val 62-2	32.79	30.25	25.97	3.49	0.95	0.04	0.96	3.09	97.54	35.45	10.34
Val 62-3	31.87	30.21	27.14	3.51	0.95	0.05	0.94	2.83	97.49	34.37	10.41
Val 62-5	34.31	28.83	25.53	3.02	0.91	0.04	0.88	3.40	96.92	37.42	9.49
Val 62-8	35.19	28.95	24.50	3.04	0.87	0.05	1.07	3.36	97.01	38.38	9.50
Val 62-10	30.33	31.89	26.99	3.06	0.85	0.05	0.90	3.16	97.23	32.87	8.76
Val 62-12	33.95	28.81	26.39	3.02	1.07	0.04	0.88	2.96	97.12	36.83	9.48
Val 62-16	35.50	28.70	25.04	3.04	0.76	0.04	0.93	3.15	97.17	38.46	9.59
Val 62-18	31.15	31.12	27.16	3.28	0.90	0.04	0.94	2.68	97.26	33.60	9.53
Val 62-19	31.30	32.81	25.89	2.40	0.67	0.03	0.82	3.36	97.29	33.87	6.83
Val 62-20	34.42	28.87	27.15	2.27	0.67	0.04	0.92	3.21	97.54	37.13	7.28
Val 62-21	31.81	31.85	25.03	3.57	1.18	0.04	0.98	2.74	97.20	34.48	10.09
Val 62-22	35.13	28.84	26.56	2.86	0.66	0.03	0.92	2.69	97.70	37.61	9.02
Val 62-23	31.29	33.19	25.66	2.68	0.81	0.03	0.83	3.16	97.64	33.71	7.46
Val 62-24	34.79	28.19	26.72	3.25	0.80	0.04	0.97	2.79	97.55	37.43	10.33
Val 62-25	33.29	29.97	27.29	2.65	0.63	0.03	0.92	2.78	97.56	35.72	8.13
Val 48-3	33.96	30.89	22.56	2.51	1.14	0.03	1.03	4.45	96.57	37.76	7.51
Granito Lagoas											
Val 62-4	34.69	25.50	32.20	2.23	0.17	0.06	0.83	2.51	98.20	36.66	8.05
Val 62-9	34.64	26.03	31.37	2.11	0.17	0.08	0.84	2.94	98.17	36.80	7.49
Val 62-11	36.50	25.44	29.65	1.61	0.07	0.08	0.76	3.69	97.79	39.17	5.94
Val 62-17	33.88	25.91	33.24	2.05	0.07	0.08	0.91	2.27	98.42	35.63	7.34
Val 62-26	34.26	26.09	31.92	2.16	0.12	0.09	0.90	2.73	98.27	36.28	7.65

É possível verificar uma concordância na classificação obtida no diagrama Q' – ANOR de Streckeisen e Le Maître (1979) (Fig. 5.2) com a obtida na projeção das amostras no diagrama R_1 - R_2 de La Roche et al. (1980) (Fig. 5.3) onde todas as amostras do granito de Valpaços estão localizadas no campo dos sienogranitos e as amostras do granito de Lagoas estão localizadas na área e linha divisória do campo granito alcalino.

O índice molecular $A/(CNK) = \text{mol. } [Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)]$, permite classificar as rochas granitoides quanto à sua aluminosidade (Shand, 1947). O granito de Valpaços apresenta valores de $A/(CNK)$ entre 1.22 e 1.41, e o granito de Lagoas entre 1.19 e 1.33 (Tabela 5.1). Estes teores, >1.1 , correspondem a granitos com carácter fortemente peraluminoso, conforme definido por Maniar e Piccoli (1989) através de um diagrama A/NK versus A/CNK (Fig. 5.4). De salientar que seria de esperar este carácter peraluminoso dados os valores elevados de corindo normativo, compreendidos entre 2.68 e 4.45 para o granito de Valpaços e entre 2.27 e 3.69 no caso do granito de Lagoas (Tabela 5.2).

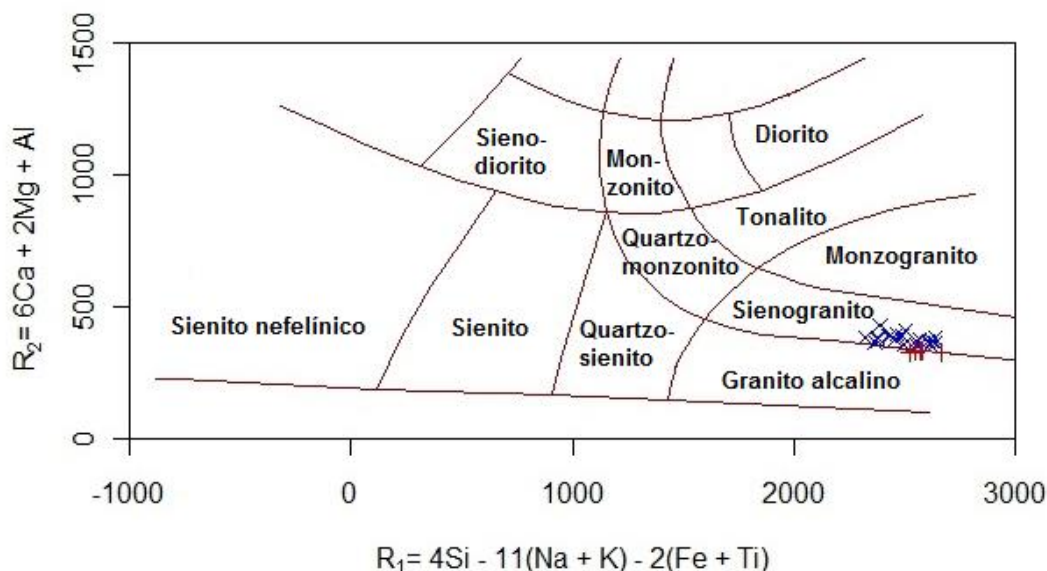


Fig.5.3- Diagrama R_1 - R_2 de LA ROCHE et al. (1980) com projeção de amostras do granito de Valpaços (x) e do granito de Lagoas (+). $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ e $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$. R_1 e R_2 expressos em milicátions por 100 g de rocha.

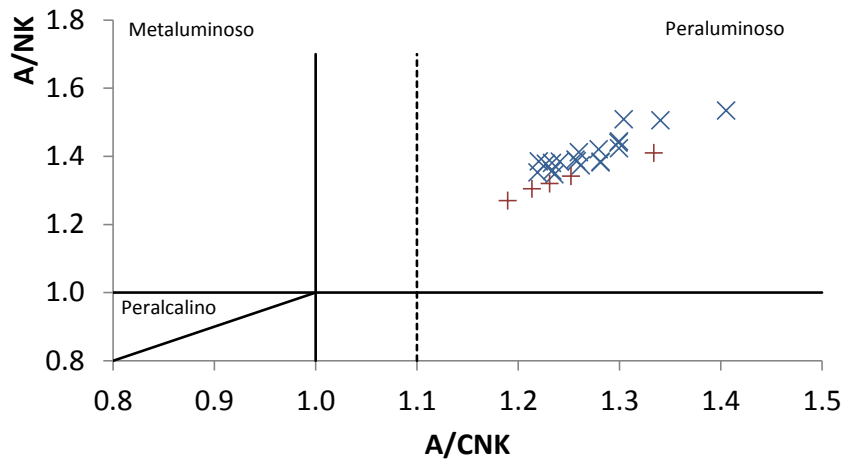


Fig.5.4- Diagrama A/NK versus A/CNK de Maniar e Piccoli (1989) com projeção de amostras do granito de Valpaços (x) e do granito de Lagoas (+).

Na tentativa de discriminação de uma tendência evolutiva e definição de associações magmáticas, projetaram-se as amostras nos diagramas Q-F e B-F de La Roche (1964) (Fig.5.5) e no diagrama A-B de Debon e Le Fort (1983 e 1988) (Fig.5.6).

Nos diagramas Q-F e B-F, é o parâmetro B ($B = Fe + Ti + Mg$) que reflete o teor em minerais máficos, enquanto que os parâmetros F ($F = K - (Na + Ca)$) e Q ($Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$) caracterizam respetivamente, a razão entre a plagioclase e os minerais ricos em potássio e o conteúdo em quartzo na rocha. Nestes diagramas, os granitos demonstram valores relativamente idênticos para o parâmetro Q, pelo que se pode apontar conteúdos mineralógicos semelhantes a nível do quartzo, contudo a variação do parâmetro F, no caso do granito de Valpaços, apresenta uma gama de variação mais alargada que pode estar somente relacionada com as proporções de feldspato potássico. Quanto ao parâmetro B, verifica-se que este apresenta valores mais baixos para o granito de Lagoas, o que está de acordo com a petrografia onde são encontrados poucos cristais de biotite neste granito. A pouca variação deste parâmetro em ambos os granitos é ainda indicadora da (quase) ausência de evolução interna.

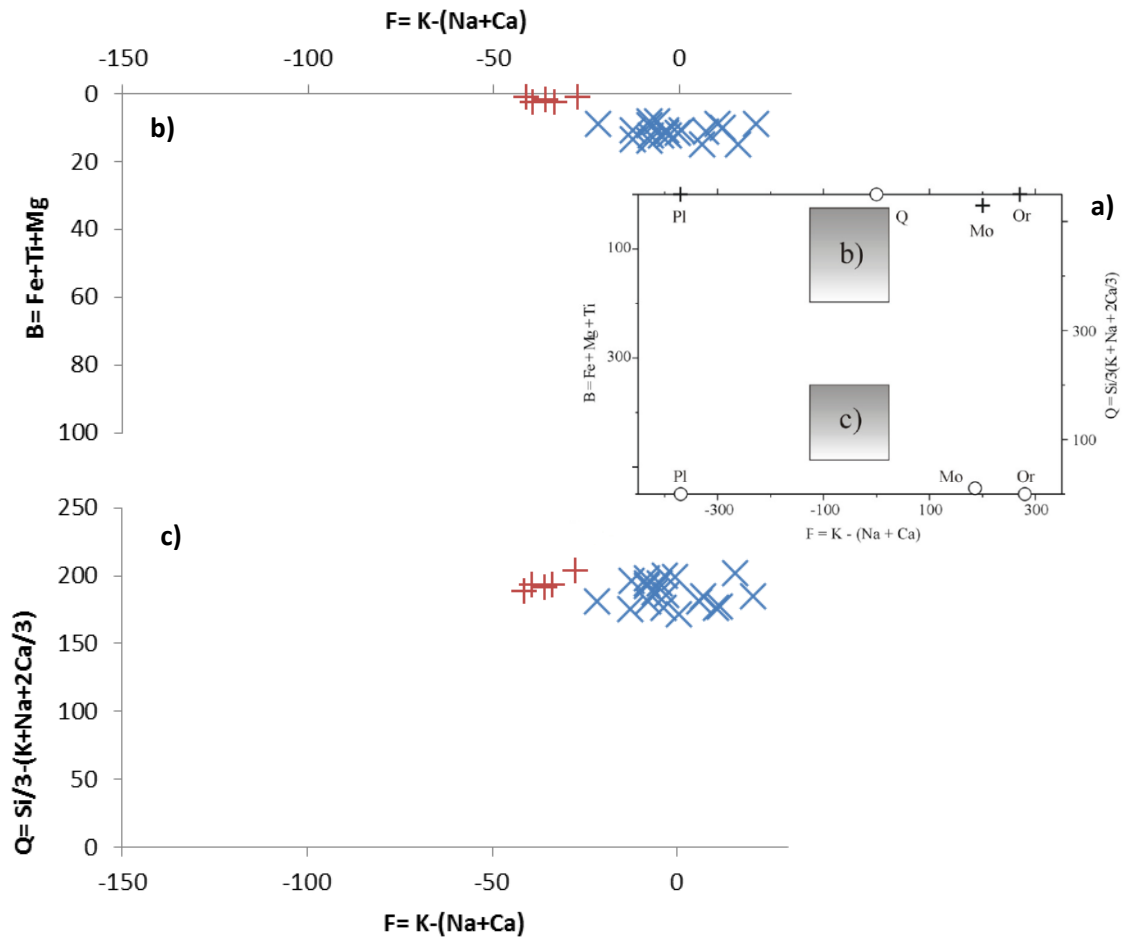


Fig.5.5- Diagrama Q-F e B-F de La Roche (1964) com projeção de amostras do granito de Valpaços (x) e do granito de Lagoas (+). B, F e Q expressos em milicátions por 100g de rocha. a) Indicação da posição dos diagramas Q-F e B-F e das posições teóricas dos minerais essenciais dos granitos; b) Diagrama B-F; c) Diagrama Q-F.

A projeção das amostras de ambos os granitos no diagrama A-B de Debon e Le Fort (1983 e 1988), apresenta-se na Fig. 5.6. Este diagrama representa o grau de peraluminosidade das rochas, pela relação $A = Al - (K + Na + 2Ca)$ versus $B = Fe + Mg + Ti$. Ambos os granitos, projetam-se no domínio peraluminoso, uma vez que o parâmetro A é sempre positivo. Tal característica, vai de encontro ao verificado com o índice A/CNK sempre superior a 1.10 (Tabela 5.1 e Fig. 5.4). Todas as amostras localizam-se no campo I porque a moscovite predomina em relação à biotite, projetando-se no campo dos leucogranitos.

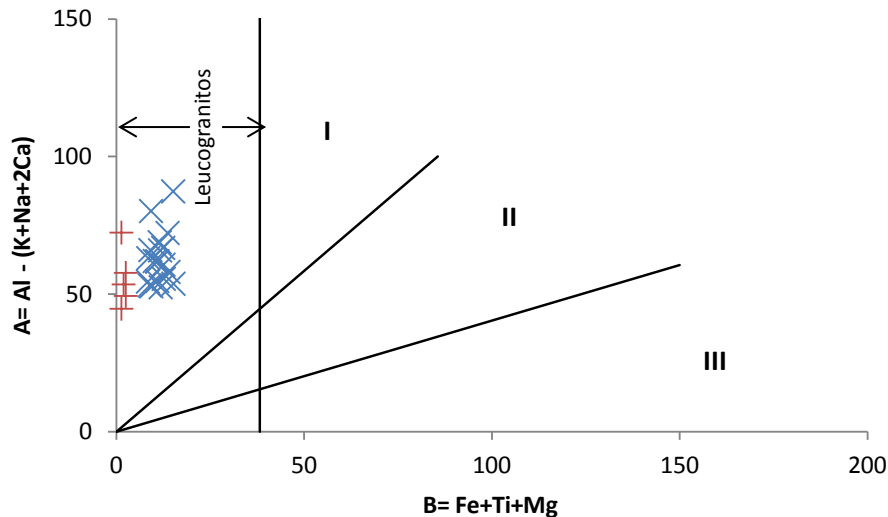


Fig 5.6- Projeção de amostras do granito de Valpaços (x) e do granito de Lagoas (+) no diagrama químico-mineralógico A-B de Debon e Le Fort (1983, 1988). A e B expressos em milicátions por 100g de rocha. Campos: I – moscovite > biotite; II – biotite > moscovite; III – biotite;.

Para Frost et al., (2001) devem ser considerados três índices para a classificação de rochas graníticas: o índice “Fe-number” = $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$, o índice alcalis/CaO modificado (MALI) = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ e ASI = índice catiónico $[\text{Al}/(2(\text{Ca} - 1.67 \text{ P}) + \text{Na} + \text{K})]$

O índice “Fe-number” dá indicações relativas à evolução do processo de diferenciação magmática. Trata-se de uma adaptação de Miyashiro (1970), onde foram substituídos os termos calco-alcalino e toleítico por ferroso e magnésiano, uma vez que a razão $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ de uma rocha não está diretamente relacionada com a sua alcalinidade.

Para a projeção das amostras dos granitos do plutão de Valpaços, foi usada a variável $\text{Fe}^* = \text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$, definida para as análises no qual o Fe total está representado sob a forma de Fe_2O_3 , como é o caso das análises químicas apresentadas. Contudo, esta razão não é tão precisa como a razão “Fe-number” e desse modo os limites entre os dois tipos já não são tão precisos (Frost et al., 2001). Verifica-se que as amostras do granito de Valpaços se projetam no campo das rochas magnesianas, maioritariamente na parte inferior da reta de regressão, já as amostras do granito de Lagoas projetam-se acima da linha de regressão, mas ainda no campo das rochas magnesianas (Fig. 5.7).

O índice “Fe-number” também pode ser utilizado na associação de rochas graníticas a determinados ambientes tectónicos. As séries magnesianas demonstram uma certa afinidade com magmas relativamente hidratados e oxidados, que por sua vez estão

relacionados com características de zonas de subducção (Frost & Lindsley, 1991). No entanto, no caso do granito de Valpaços, o facto da ilmenite constituir a única fase opaca presente, atesta o carater essencialmente redutor do magma.

O índice MALI expressa a composição e abundância de feldspatos alcalinos na rocha, estando assim relacionado com a fonte do magma, dividindo as rochas graníticas em quatro séries magmáticas (alcalina, alcalino-cálcica, calco-alcalina, cálcica); e por fim o índice de saturação em alumina. Através do diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ (Frost et al., 2001) pode verificar-se que ambos os granitos estudados são alcalino-cálcicos (Fig. 5.8). Estes dois granitos são também peraluminosos de acordo com Frost et al. (2001), com valor de $A/\text{CNK} > 1.0$ (Tabela 5.1).

O índice de aluminosidade $\text{ASI} = \text{índice catiónico } [\text{Al}/(2(\text{Ca} - 1.67 \text{ P}) + \text{Na} + \text{K})]$ é usado para determinar a aluminosidade (peraluminoso, metaluminoso e peralcalino) do magma e expressa a presença de moscovite e outros aluminosilicatos como a silimanite e a andalusite.

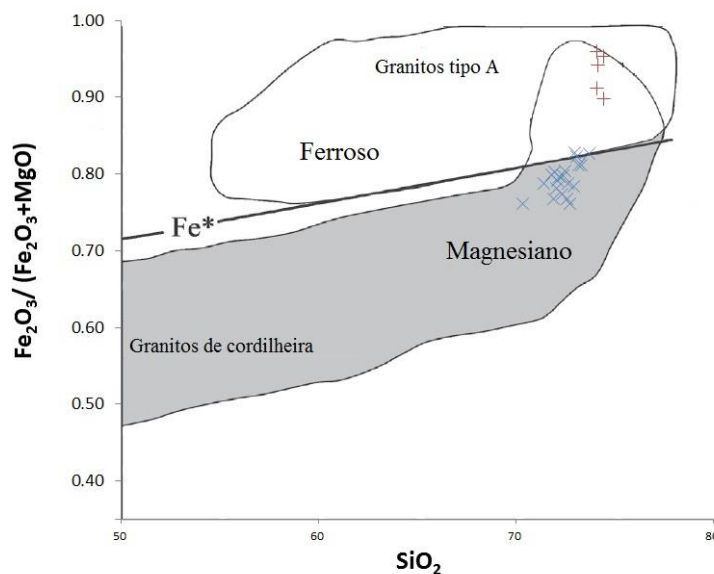


Fig. 5.7- Diagrama $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ versus SiO_2 (Frost et al., 2001) com projeção de amostras do granito de Valpaços (x) e do granito de Lagoas (+).

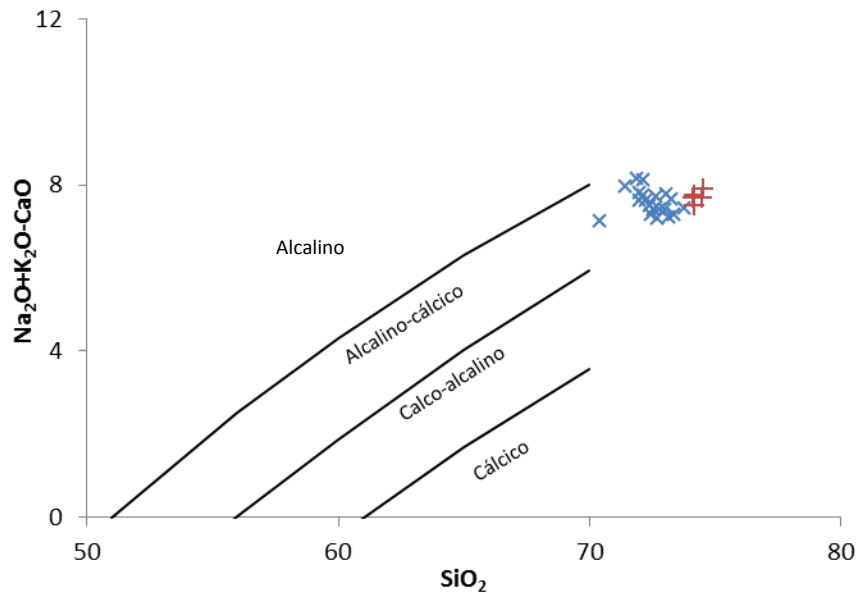


Fig. 5.8- Diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ versus SiO_2 (Frost et al., 2001) com projeção de amostras do granito de Valpaços (x) e do granito de Lagoas (+).

As relações da composição química dos granitos com o contexto geodinâmico de instalação podem ser interpretadas com auxílio do diagrama R_1 versus R_2 , de La Roche et al. (1980) modificado por Batchelor e Bowden (1985) em que $R_1 = 4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$ e $R_2 = 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$ (expressos em milicatiões por 100 g de rocha) (Fig. 5.9) e nos diagramas de Pearce et al. (1984) (Fig. 5.10). Contudo, a utilização de diagramas discriminantes de ambientes tectónicos, sem outros dados independentes, pode levar a conclusões erradas, uma vez que o ambiente tectónico inferido pode ser o referente à rocha-mãe dos granitos e não ao granito propriamente dito.

O diagrama R_1/R_2 , baseado em elementos maiores constituintes das rochas, delimita seis domínios tectónicos de instalação das rochas granitoides. Através da análise do diagrama, podemos verificar que as amostras do granito de Valpaços e do granito de Lagoas correspondem a granitos sin-colisionais (Fig. 5.9).

Nos diagramas de discriminação tectónica $\text{Rb}-(\text{Y} + \text{Nb})$ e $\text{Nb}-\text{Y}$ de Pearce et al. (1984), baseados nos teores de elementos menores e normalizados para o granito hipotético da crista oceânica (ORG), é possível discriminar quatro ambientes tectónicos, onde se pode verificar que todas as amostras do granito de Valpaços e do granito de Lagoas se projetam também no domínio dos granitos sincolisionais (SINCOLG) (Fig. 5.10).

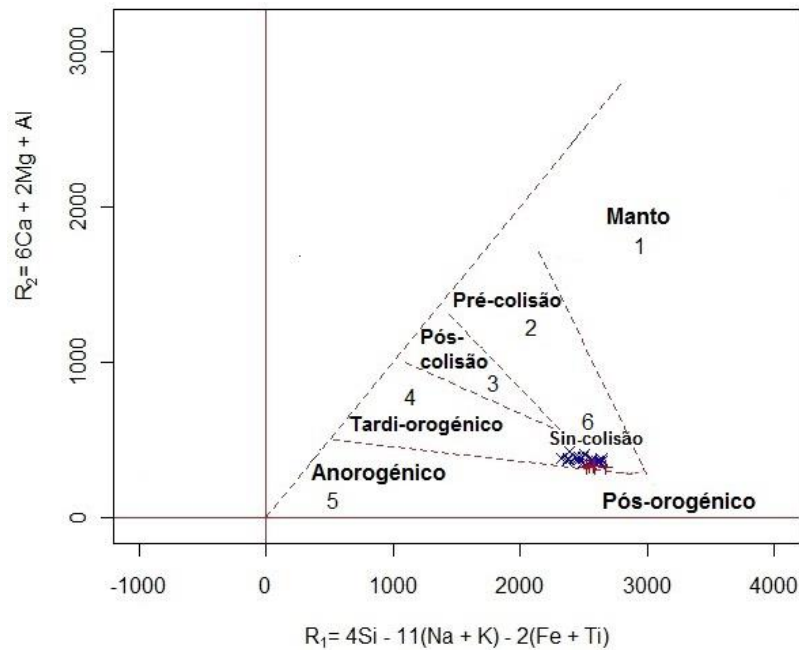


Fig. 5.9- Diagrama R_1 - R_2 de La Roche et al. (1980) modificado por Batchelor e Bowden (1985) com projeção de amostras do granito de Valpaços (x) e do granito de Lagoas (+). $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ e $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$. R_1 e R_2 expressos em milicatiões por 100 g de rocha. Domínios das principais associações tectónico-magmáticas: 1- toleítico, 2- calco-alcálico e trondjemítico, 3- calco-alcálico potássico, 4- sub-alcálico monzonítico, 5- alcálico e peralcálico, 6- leucogranitos anatócticos de duas micas.

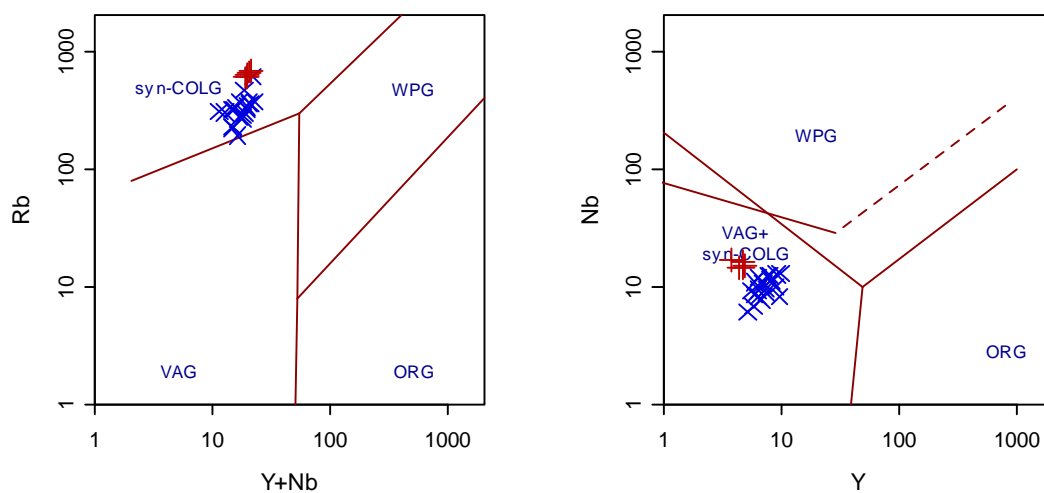


Fig. 5.10- Diagramas discriminantes Rb-(Y + Nb) e Nb-Y de Pearce et al. (1984) com projeção de amostras do granito de Valpaços (x) e do granito de Lagoas (+). Syn-COLG- granitoides de sin-colisão, WPG- granitoides intraplaca, VAG- granitoides de arcos vulcânicos e ORG- granitoides de cristas oceânicas.

Pearce et al. (1984) apresentam também diagramas multielementares normalizados para o granito de dorsal oceânica (ORG) para a distinção de ambientes tectónicos. Normalizando as amostras em estudo (Fig. 5.11), e tendo em conta as anomalias de

Rb, Th e Sm, podemos verificar que estas anomalias são positivas (exceto o Th e o Sm no granito de Lagoas), o que é típico de rochas predominantemente crustais segundo Pearce et al. (1984) e Harris et al. (1986). De notar, a anomalia positiva em Ta no granito de Lagoas, mas ainda as anomalias negativas em Ba, que é bastante acentuada no granito Lagoas, estando mesmo abaixo do valor normalizador definido por Harris et al. (1986).

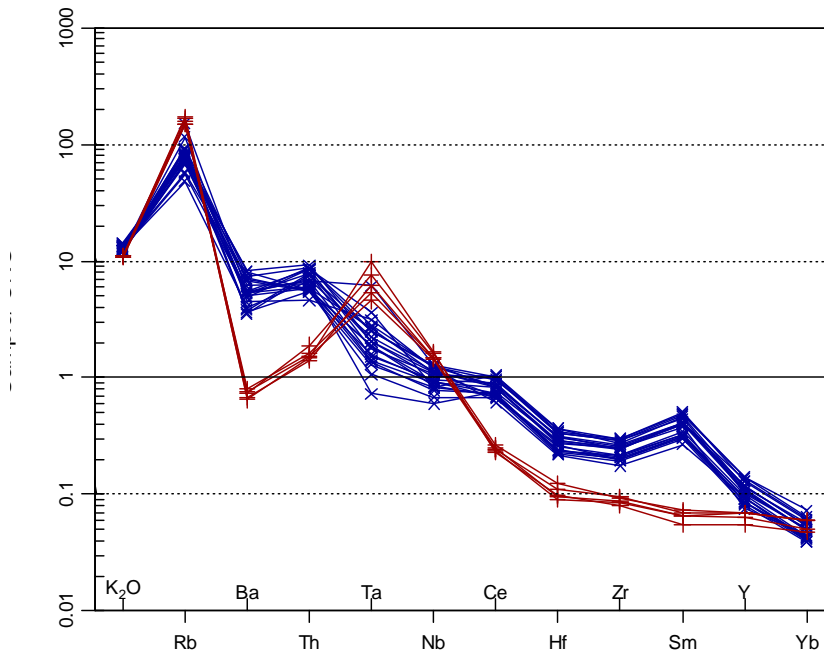


Fig. 5.11- Projeção das amostras de cada granito, normalizadas em relação ao granito hipotético da dorsal oceânica de Pearce et al. (1984) Amostras do granito de Valpaços (x) e do granito de Lagoas (+).

Jung e Pfänder (2007) tendo em conta o trabalho de Sylvester (1998), testando experimentalmente sistemas graníticos, mostraram que as composições químicas de elementos maiores também podem dar indicações sobre as características do prótolo bem como das temperaturas de fusão em função das razões $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ e $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ respetivamente.

Deste modo, a razão $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ distingue fontes derivadas de rochas metapelíticas, ($\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} < 0.5$), de fontes de metagrauwakes ou ígneas, ($\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ entre 0.3 a 1.5) Jung e Pfänder (2007). Esta razão tem o valor médio de 0.21 para o granito de Valpaços e de 0.11 para o granito de Lagoas, sugerindo uma fonte de origem metapelítica para ambos os granitos (Fig. 5.12). Experiências demonstram que amostras com razão $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} < 0.3$ são de granitos fortemente peraluminosos, que derivam de rochas pelíticas pobres em plagioclase e ricas em argilas, enquanto que,

de valores $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} > 0.3$, resultam de rochas psamíticas e meta-ígneas, com fontes ricas em plagioclase e pobres em argilas (Sylvester, 1998; Li et al., 2016).

A razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, pode ser usada para dar indicações sobre a temperatura de fusão de granitoides. Durante a anatexia de metapelitos e metapsamitos, a concentração de Al_2O_3 permanece mais ou menos constante devido à presença de mineralogias ricas em alumina. Em contraste, aumento de TiO_2 dá indicação do aumento da temperatura, sendo que granitoides com valores baixos da razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ são gerados a mais altas temperaturas do que aqueles que têm um alto valor de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, independentemente da composição da fonte (Sylvester, 1998). Razões altas de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 > 100$, correspondem a temperaturas de fusão mais baixas ou “frias” ($< 875^\circ\text{C}$), razões baixas, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 < 100$, a temperaturas de fusão mais altas ($> 875^\circ\text{C}$) (Dong et al., 2013). Deste modo, esta razão sugere uma temperatura de fusão mais baixa para o “melt” granítico de Lagoas (valores de 203.91 a 294.14) que para o granito de Valpaços (valores de 51.59 a 106.93) (Fig. 5.12).

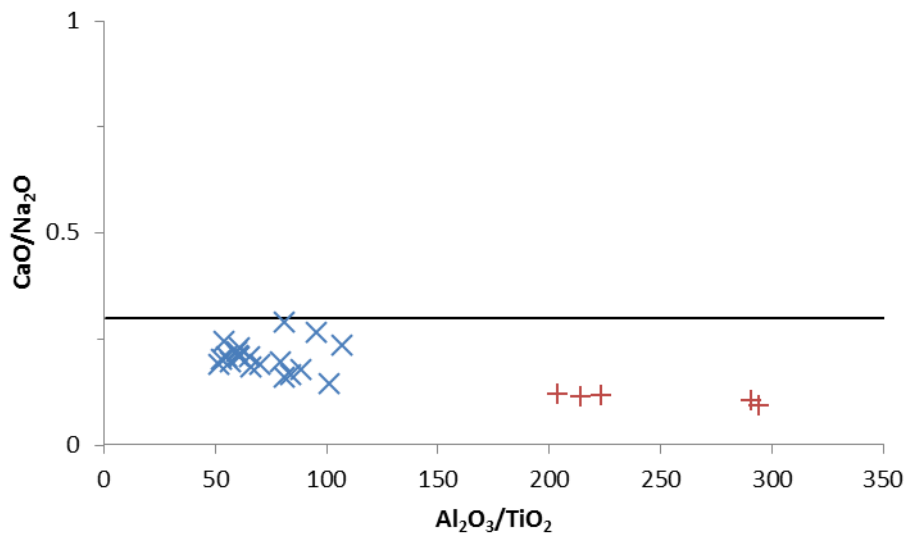


Fig. 5.12- Diagramas $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ versus $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ de Sylvester (1998) com projeção de amostras do granito de Valpaços (x) e do granito de Lagoas (+).

5.2.2- Diagramas variação

A variação dos óxidos (Tabela 5.1) no granito de Valpaços, apresenta teores de SiO_2 entre 70.43 a 73.79, Fe_2O_3 entre 1.05 a 1.82, MgO entre 0.25 a 0.48, Na_2O entre 2.67 a 3.4, K_2O entre 4.78 a 5.73 e CaO entre 0.46 a 0.9. Comparativamente o granito de Lagoas apresenta intervalos de variação mais pequenos, tendo na generalidade teores

de óxidos mais baixos à exceção de SiO_2 com intervalo de 73.85 a 74.53 e Na_2O com intervalo de 3.51 a 4.59. De salientar os teores elevados em alcalis por parte de ambos os granitos, com $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ a variar entre 7.80 a 8.66 para o granito de Valpaços e entre 7.82 a 8.32 para o granito de Lagoas. Por outro lado, a razão $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ varia entre 1.42 a 2.10 para o granito de Valpaços e entre 1.12 a 1.23 para o granito de Lagoas, conferindo-lhes caráter potássico, o que é também bastante evidente através da projeção no diagrama K_2O versus SiO_2 de Le Maître et al. (2002) (Fig. 5.13).

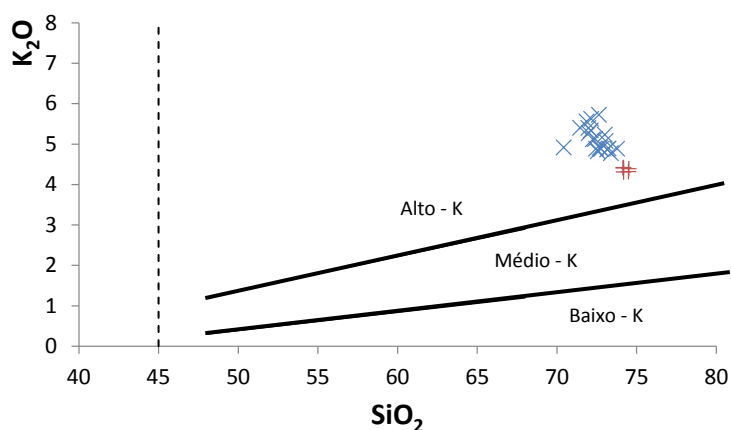


Fig. 5.13- Diagrama de K_2O versus SiO_2 de Le Maître et al. (2002) para amostras do granito de Valpaços (x) e do granito de Lagoas (+).

Os diagramas de variação de óxidos, elementos maiores, menores e traço são apresentados na Fig. 5.14.

Foi utilizado o teor em $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ como parâmetro diferenciador para uma leitura mais facilitada da individualização dos granitos uma vez que estes apresentam valores semelhantes de SiO_2 .

O estudo dos diagramas de variação, em conjunto com os dados de campo, permitem mostrar a existência de uma evolução composicional para o granito de Valpaços.

Neste granito, à medida que decrescem os teores de $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ há um aumento evidente dos teores de SiO_2 , Na_2O , Rb e Nb, e um decréscimo evidente dos teores de TiO_2 , MgO, CaO, Zr, Th, Y, V e Hf. Por outro lado, os teores em Al_2O_3 , Mn, P_2O_5 , Ba, Sr, Zn, Ta e Sn não apresentam correlação com $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$.

De notar no diagrama de K_2O , a individualização evidente dos granitos sem lugar a qualquer continuidade nos teores, o que indica processos evolutivos distintos.

Salientam-se os valores significativos de Sn, no granito de Lagoas, com média de 31,20 ppm, a variar entre 20 e 36 ppm, representando assim um granito especializado em Sn (Derrè et al. 1982), e um valor médio de Sn de 12,35 ppm para o granito de Valpaços. Do mesmo modo, Tischendorf et al. (1972) propõem que para os granitos

serem especializados em Sn, estes devem conter teores de 30 ± 20 ppm, o que vai de encontro aos teores de Sn encontrados para o granito de Lagoas.

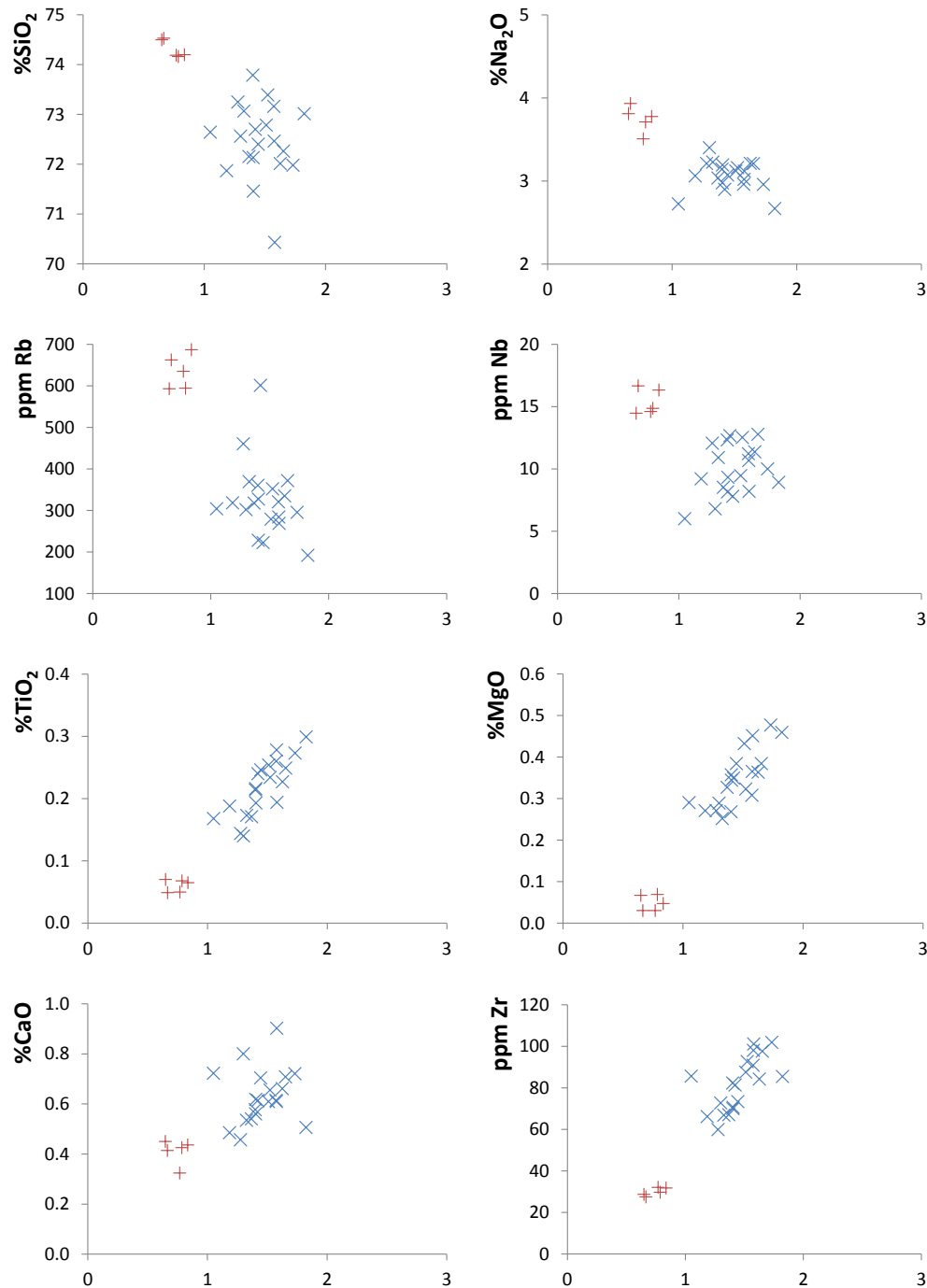


Fig. 5.14- Diagramas de variação de elementos maiores, menores e traço (ppm) em função de %Fe₂O₃t para amostras do granito de Valpaços (x) e do granito de Lagoas (+).

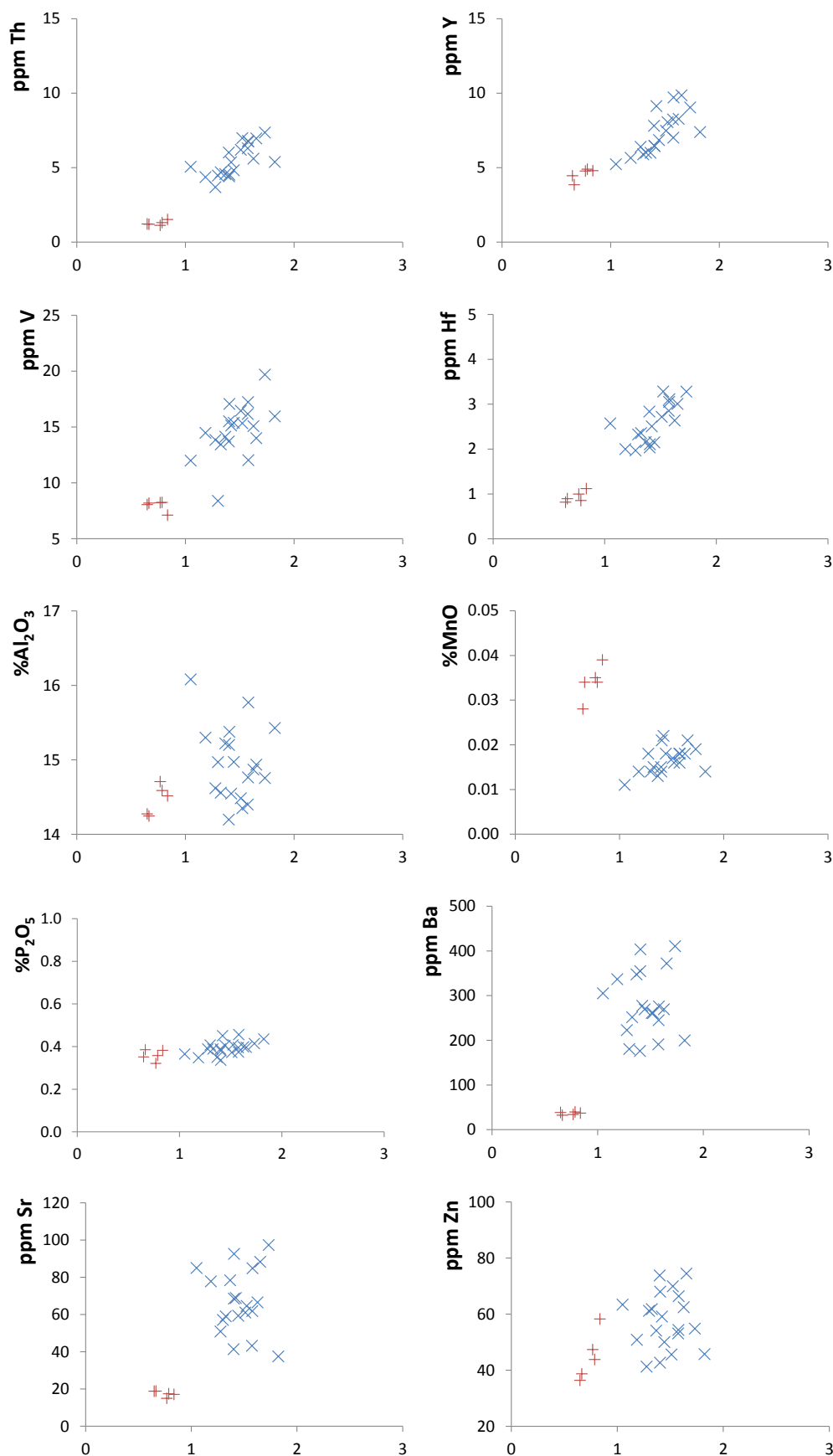


Fig. 5.14 (Continuação) - Diagramas de variação de elementos maiores, menores e traço (ppm) em função de $\%Fe_2O_3t$ para amostras do granito de Valpaços (x) e do granito de Lagoas (+).

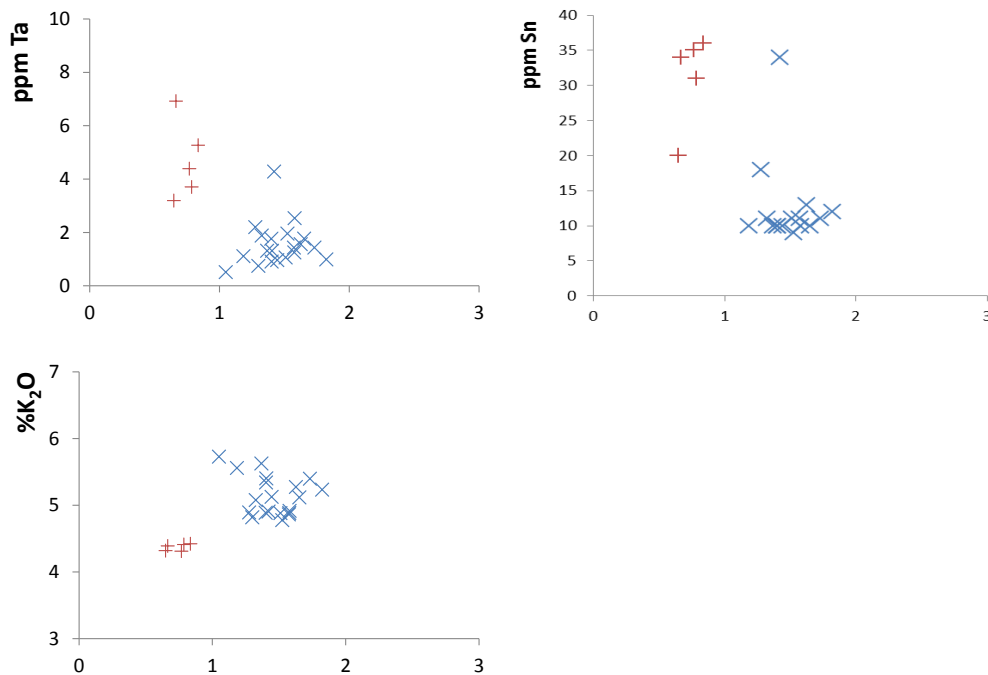


Fig. 5.14 (Continuação) - Diagramas de variação de elementos maiores, menores e traço (ppm) em função de %Fe₂O₃t para amostras do granito de Valpaços (x) e do granito de Lagoas (+).

5.2.3- Diagramas de terras raras

Os teores de terras raras, com respetivas normalizações em relação à composição média do Condrito C1, usando coeficientes propostos por Evensen et al. (1978), são apresentados na Tabela 5.3 e o diagrama com os respetivos perfis de terras raras dos granitos de Valpaços e de Lagoas, estão projetados na Fig. 5.15.

O granito de Valpaços apresenta espectros com perfis enriquecidos em terras raras leves ($\Sigma\text{TRL} = 44.70$ a 82.73) comparativamente às terras raras pesadas ($\Sigma\text{TRP} = 4.52$ a 8.21), ($\text{La}/\text{Lu}_N = 21.19$ a 31.20) e anomalia negativa de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* < 0.67$).

O granito de Lagoas apresenta concentrações mais baixas em terras raras leves ($\Sigma\text{TRL} = 1.35$ a 4.52) e em terras raras pesadas ($\Sigma\text{TRP} = 0.33$ a 1.24), comparativamente ao granito de Valpaços, apresentando um perfil pouco fracionado ($\Sigma\text{TR} = 1.69$ a 5.83) ($\text{La}/\text{Lu}_N = 2.0$ a 3.49) e anomalia negativa de Eu menos acentuada ($\text{Eu}/\text{Eu}^* < 0.58$) (Fig. 5.13).

Na generalidade, é nos minerais acessórios como apatite, zircão e monazite, onde as terras raras se concentram (Hanson, 1980; Henderson, 1984; Bea, 1996). Estes

minerais possuem altos coeficientes de distribuição para as terras raras e as suas variações de concentração estão inteiramente condicionadas pelo fracionamento desses minerais acessórios, no magma inicial, o que leva ao decréscimo das terras raras nos termos mais evoluidos.

Não é só o decréscimo dos minerais acessórios que leva ao decréscimo das terras raras, o feldspato, que tende a concentrar európio, quando fraciona aumenta a anomalia negativa deste elemento (Bea et al., 1994).

Como já referimos a diminuição da percentagem de minerais acessórios no magma residual leva ao decréscimo das terras raras nos termos mais evoluidos. Da análise do perfil de terras raras, o do granito de Lagoas é mais deprimido em ETR que o de Valpaços mas não apresenta tendência para o sub-paralelismo com este, sugerindo processos evolutivos distintos.

Caraterísticas similares ao espectro de ETRs do granito de Valpaços, com fracionamento de terras raras leves comparativamente com as terras raras pesadas, e teores similares, são encontradas por outros autores em granitos peraluminosos do tipo-S do Norte de Portugal (Almeida, 1994; Silva e Neiva, 1990; Silva e Neiva, 2000; Antunes, 2006; Noronha et al., 2006; Teixeira, 2008).

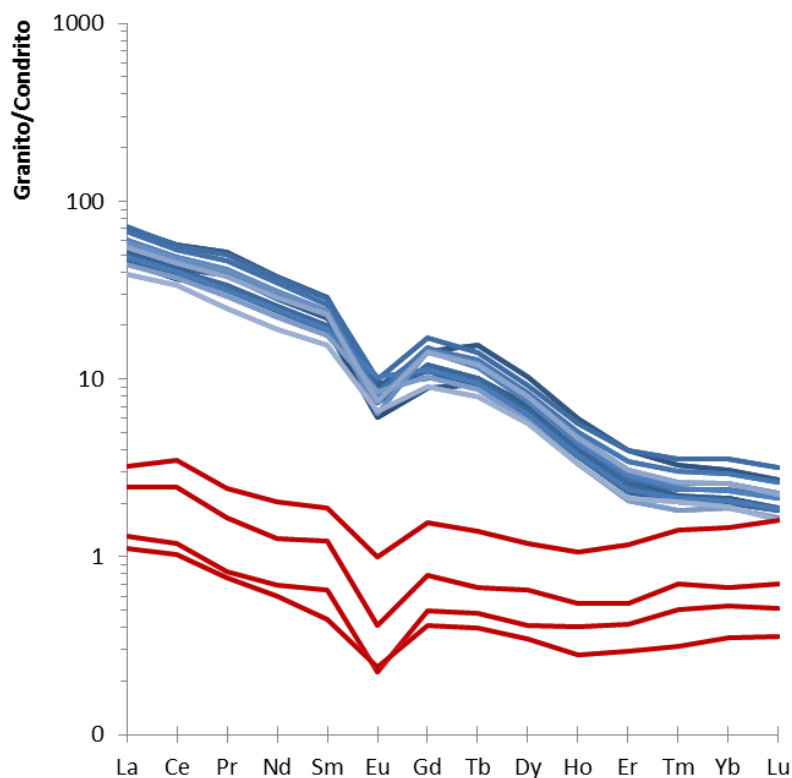


Fig. 5.15- Diagrama de terras raras do granito de Valpaços, normalizado em relação ao condrito C1 (Evensen et al., 1978), granito de Valpaços (—) e do granito de Lagoas (—).

Tabela 5.3- Terras raras (ppm) dos granitos de Valpaços e Lagoas.

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣTR	ΣTRL	ΣTRP	LaN/LuN	LaN/SmN	GdN/LuN	Eu/Eu*
Granito Valpaços																					
VAL-1	11.07	23.41	3.22	11.66	2.92	0.35	1.82	0.35	1.69	0.22	0.43	0.05	0.35	0.05	57.59	49.36	0.88	24.98	2.39	4.93	0.44
VAL-2	17.40	36.22	4.95	17.93	4.46	0.51	2.91	0.58	2.60	0.34	0.65	0.08	0.51	0.07	89.21	76.50	1.31	26.18	2.46	5.24	0.41
VAL-3	12.74	26.88	3.66	13.41	3.40	0.55	2.06	0.38	1.81	0.22	0.44	0.06	0.36	0.05	66.01	56.69	0.90	27.55	2.36	5.33	0.59
62-G1	11.71	25.18	3.03	11.40	2.87	0.52	2.28	0.35	1.57	0.21	0.39	0.05	0.33	0.05	59.94	51.32	0.81	26.42	2.57	6.16	0.61
62-G2	12.24	25.99	3.25	12.25	3.09	0.43	2.45	0.38	1.68	0.22	0.42	0.05	0.34	0.05	62.84	53.73	0.87	27.03	2.49	6.48	0.46
62-G3	17.73	35.88	4.80	17.52	4.33	0.58	3.46	0.53	2.32	0.32	0.66	0.09	0.59	0.08	88.88	75.93	1.42	23.01	2.58	5.38	0.44
62-G5	16.53	34.08	4.46	16.40	4.01	0.48	3.07	0.45	1.89	0.24	0.46	0.06	0.40	0.06	82.59	71.47	0.97	31.20	2.59	6.94	0.41
62-G8	13.68	29.20	3.74	14.08	3.64	0.44	3.01	0.48	2.12	0.29	0.57	0.08	0.49	0.07	71.88	60.70	1.20	21.19	2.36	5.58	0.40
62-G10	11.94	25.46	3.07	11.54	2.92	0.59	2.30	0.35	1.59	0.21	0.40	0.06	0.34	0.05	60.82	52.01	0.84	26.37	2.57	6.08	0.67
62-G12	14.81	31.14	4.00	14.84	3.73	0.45	2.92	0.44	1.90	0.25	0.48	0.06	0.39	0.05	75.46	64.79	0.98	28.47	2.50	6.72	0.41
62-G16	14.37	30.67	3.94	14.64	3.71	0.37	2.94	0.46	2.02	0.27	0.51	0.07	0.43	0.06	74.44	63.62	1.06	25.72	2.44	6.30	0.33
62-G18	13.44	28.75	3.63	13.63	3.54	0.43	2.86	0.45	2.02	0.27	0.51	0.07	0.43	0.06	70.08	59.45	1.06	24.48	2.39	6.23	0.40
62-G19	10.78	23.66	2.82	10.61	2.70	0.49	2.11	0.33	1.46	0.19	0.34	0.05	0.31	0.04	55.89	47.87	0.75	26.64	2.51	6.24	0.61
62-G20	9.44	21.40	2.38	9.08	2.39	0.38	1.83	0.30	1.43	0.19	0.36	0.05	0.32	0.04	49.60	42.31	0.77	23.91	2.48	5.56	0.54
62-G21	18.24	36.86	4.90	18.19	4.55	0.67	3.69	0.56	2.42	0.32	0.61	0.08	0.48	0.07	91.62	78.19	1.23	28.69	2.53	6.95	0.49
62-G22	13.37	29.36	3.73	14.08	3.66	0.33	2.96	0.47	2.05	0.27	0.49	0.07	0.39	0.05	71.27	60.54	1.00	25.70	2.30	6.82	0.30
62-G23	11.22	24.33	2.88	10.95	2.78	0.54	2.19	0.34	1.55	0.21	0.37	0.05	0.31	0.04	57.77	49.38	0.78	27.73	2.54	6.49	0.65
62-G24	15.77	33.06	4.36	16.24	4.15	0.45	3.28	0.50	2.17	0.28	0.53	0.07	0.45	0.06	81.35	69.43	1.11	26.84	2.40	6.68	0.36
62-G25	10.97	24.09	2.88	10.86	2.83	0.42	2.22	0.35	1.61	0.21	0.38	0.05	0.34	0.04	57.24	48.80	0.81	25.88	2.44	6.26	0.50
48-G3	13.49	28.88	3.66	13.82	3.60	0.34	2.75	0.42	1.86	0.24	0.47	0.06	0.40	0.05	70.06	59.85	0.98	25.93	2.36	6.33	0.32
Granito Lagoas																					
62-G4	0.61	1.56	0.16	0.60	0.19	0.02	0.16	0.03	0.17	0.03	0.09	0.02	0.11	0.02	3.76	3.12	0.62	3.49	2.01	1.10	0.41
62-G9	0.79	2.24	0.23	0.97	0.29	0.06	0.32	0.05	0.30	0.06	0.19	0.04	0.24	0.04	5.83	4.52	1.24	2.00	1.72	0.97	0.58
62-G11	0.32	0.76	0.08	0.33	0.10	0.01	0.10	0.02	0.11	0.02	0.07	0.01	0.09	0.01	2.03	1.58	0.43	2.54	2.00	0.98	0.39
62-G17	0.27	0.66	0.07	0.28	0.07	0.01	0.08	0.02	0.09	0.02	0.05	0.01	0.06	0.01	1.69	1.35	0.33	3.14	2.52	1.16	0.57

ΣTR - total terras raras; ΣTRL - terras raras leves; ΣTRP - terras raras pesadas; N- valor normalizado para a média dos condritos; Eu*- valor de Eu interpolado entre Sm e Gd normalizados

5.3- Geoquímica isotópica

5.3.1- Método U-Pb

Na natureza, existem três isótopos de urânio radioativo, ^{238}U , ^{235}U e ^{234}U , com abundâncias relativas, respetivamente, de 99.27%, 0.72% e 0.0055%. O ^{238}U e ^{235}U decaem para os isótopos estáveis ^{206}Pb e ^{207}Pb , respetivamente, através de duas séries de reações de decaimento independentes, são estes isótopos a base do sistema de datação U-Pb. O ^{234}U corresponde a um produto intermédio da sequência de decaimento do ^{238}U (Faure e Mensing, 2005).

O chumbo apresenta quatro isótopos, ^{208}Pb , ^{207}Pb , ^{206}Pb e ^{204}Pb . O ^{208}Pb é proveniente do decaimento radioativo natural do ^{232}Th ; é também considerado parcialmente radiogénico, assim como o ^{207}Pb e o ^{206}Pb , uma vez que já existiam em determinada quantidade no momento inicial de formação da Terra. O ^{204}Pb não é radioativo, e a sua abundância não varia com o tempo, é denominado como “chumbo comum” (Heaman e Parrish, 1991).

Segundo os princípios da radioatividade, o Pb radiogénico (Pb^*) produzido pelo decaimento de urânio, funciona como dois geocronómetros independentes, e pode ser expresso pelas seguintes equações:

$$^{207}\text{Pb}^* = ^{235}\text{U}(e^{\lambda_1 t} - 1)$$

$$^{206}\text{Pb}^* = ^{238}\text{U}(e^{\lambda_2 t} - 1)$$

Em que λ_1 e λ_2 são as constantes de decaimento do ^{235}U e ^{238}U . O Pb radiogénico (Pb^*) analisado é então o somatório da quantidade de Pb inicial e de Pb radiogénico, correspondendo às razões iniciais existentes no mineral no momento da cristalização. Pode ainda ser considerado um terceiro geocronómetro, não independente, com base nos pares isotópicos $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Dividindo as equações anteriores e considerando que a razão $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ atual é igual a 137.88, obtém-se a idade $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$:

$$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* = 1/137.88 \times (e^{\lambda_1 t} - 1)/(e^{\lambda_2 t} - 1)$$

Numa situação ideal, em que o sistema terá permanecido fechado, as três idades serão coincidentes, tornando assim o sistema U-Pb vantajoso relativamente a outros sistemas. Deste modo, a projeção dos pontos correspondentes às frações analisadas ocorrerá na curva de concórdia do diagrama binário $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ definido por Wetherill (1956), sendo assim denominados concordantes. Neste caso, as amostras deslocam-se ao longo da concórdia, à medida que o decaimento se processa, desde a origem até ao ponto t , correspondente à sua idade (Fig. 5.17).

A idade $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ é a menos afetada pela perda de chumbo, uma vez que esta razão permanece praticamente constante (Brownlow, 1979).

No entanto, se o sistema for aberto, como na maioria dos casos, por episódios geológicos pode haver perdas ou ganhos de chumbo, urânio ou de isótopos intermédios. Neste caso, os pontos passam a discordantes e as três idades não serão coincidentes, sendo a idade de cristalização dos minerais obtida por uma das duas interseções com a concórdia, definidas pelo alinhamento dos pontos discordantes (Faure e Mensing, 2005). Regra geral, quando os pontos se situam na parte inferior da curva concórdia, revelam a perda de chumbo.

Quando a perda de chumbo é contínua ao longo do tempo, no diagrama concórdia, os pontos distribuem-se ao longo de uma curva, que segundo cálculos experimentais passa pela origem (Tilton, 1960). A sua interseção superior com a concórdia define a idade da amostra, sendo que a interseção inferior é dependente da taxa de difusão, pelo que este valor não tem qualquer significado geológico.

Quando a perda de chumbo é abrupta, sendo um processo rápido que decorreu num instante T , por um processo geológico como um processo térmico (Wetherill, 1956), por exemplo de metamorfismo regional ou de contacto, e terá aberto o sistema, é possível determinar a idade da perda de chumbo e a idade da amostra. Neste caso, a interseção superior (t_2) com a concórdia define a idade de cristalização da amostra, e a interseção inferior (t_1) a idade em que ocorreu a perda de chumbo, a reta t_1 - t_2 define a linha da discórdia, em função da diminuição das razões $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Fig. 5.16)

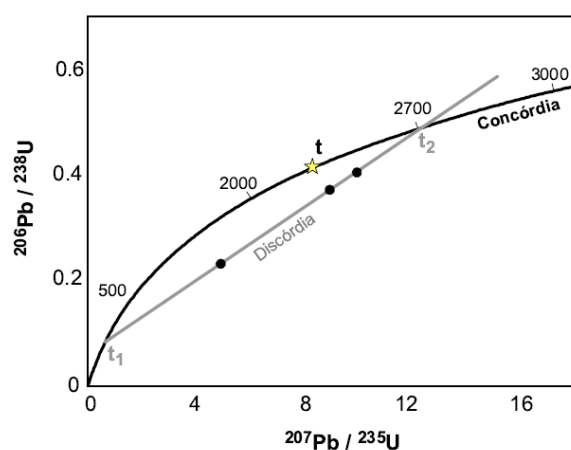


Fig. 5.16- Exemplo de diagrama de concordia, evolução de uma amostra num sistema fechado, e a evolução de uma amostra afetada por uma perda episódica de chumbo ou ganho de urânio, sistema aberto (Costa, 2011) segundo (Dickin, 2005)

De notar também, os minerais que apresentam contribuição herdada, duas gerações distintas no mesmo cristal, vão dar origem a pontos discordantes. Neste caso, o alinhamento definido pelos pontos corresponderá a uma reta de mistura, designada por discórdia inversa. As suas interseções com a concórdia indicarão a idade mínima de cristalização do magma que deu origem à rocha e a idade do seu protólito.

Os minerais a utilizar na aplicação deste método, necessitam de ter algumas características para que os dados sejam os melhores: teores relativamente elevados de urânio e teores insignificantes em chumbo radiogénico inicial; elevada temperatura de fecho do sistema U-Pb; elevada resistência às modificações induzidas pela meteorização química; abundância significativa nas rochas para uma fácil concentração. O zircão e a monazite representam minerais com estas características.

O zircão é recorrentemente utilizado para geocronologia U-Pb, ocorrendo como mineral acessório em rochas ígneas. Apresenta teores elevados de urânio e insignificantes de chumbo, com elevadas temperaturas de fecho do sistema U-Pb, superiores a 800°C, conferem-lhe características de excelência para a datação de magmas graníticos. Contudo apresentam limitações quando afetados por metamorfismo de alta temperatura, meteorização ou existência de teores de urânio elevados, que levam a danos na estrutura cristalina provocados pela elevada radiação, tornando-os metamíticos, estando assim associados a perdas totais ou parciais de chumbo.

A monazite ocorre também como mineral acessório de granitoides peraluminosos, são ricas em tório e apresentam teores elevados de urânio e insignificantes de chumbo radiogénico inicial (Deer et al., 1992). Copeland et al. (1988) e Parrish (1990), estimam os 700 e 750°C para a temperatura de fecho do sistema U-Pb. No que diz respeito a monazites de granitos peraluminosos, estas apresentam idades concordantes, uma vez que raramente se encontram no estado metamítico (Mitchell, 1973), não ocorrendo perda de chumbo, ao contrário do que acontece com zircões. Deste modo, Hawkins e Bowring (1997) consideram mesmo a monazite como o mineral mais indicado para datar granitos deste tipo.

5.3.1.1- Resultados para método U-Pb

Para o estudo isotópico U-Pb, foram selecionados zircões de amostras representativas do granito de Valpaços e do granito de Vale de Gouvinhas (granito de duas micas de

grão médio, encaixante a E do plutão de Valpaços (Fig.5.1), para comparação geocronológica, uma vez que se trata também de um granito de duas micas.

Os zircões foram analisados por LA-Q-ICPMS e depois de uma segunda amostragem por ID-TIMS.

Durante a separação dos cristais de zircão para análise, foi prioritário escolher cristais:

- que não mostrassem qualquer indício da presença de núcleos restíticos;
- com hábito prismático longo, que diminui a probabilidade da existência de núcleos restíticos;
- incolores, uma vez que os coloridos, de cor amarelo a acastanhada, apresentam-se quase sempre no estado metamítico, pela provável maior riqueza em urânio;
- e cristais fraturados e/ou com inclusões de outros minerais, para evitar situações que afetem os resultados isotópicos, como a perda de chumbo e a presença de chumbo comum.

Contudo, a quantidade de cristais de zircão disponível/encontrada nas amostras não permitiu uma seleção com exclusão das situações acima enumeradas, sendo que o maior problema com os cristais obtidos no concentrado prendeu-se com o facto de praticamente todos terem núcleos restíticos e prismas magmáticos pouco desenvolvidos, colocando logo de início em causa os possíveis resultados, que poderiam não ser como o desejado.

Foram analisados 93 cristais de zircão do granito de Valpaços e 87 cristais de zircão do granito de Vale Gouvinhas, por **LA-Q-ICPMS**, dos quais após a triagem das análises, apenas foi possível ter uma análise concordante no granito de Valpaços e quatro análises no granito de Vale Gouvinhas (Fig. 5.17, Fig. 5.20) (Tabela 5.4).

Os teores de urânio variam de 974 a 1940 ppm, no granito de Vale de Gouvinhas e mais elevados, 3450 ppm, no granito de Valpaços. Os teores de chumbo são mais baixos de 40.2 a 454 ppm no granito de Vale de Gouvinhas e 132 ppm no granito de Valpaços (Tabela 5.4).

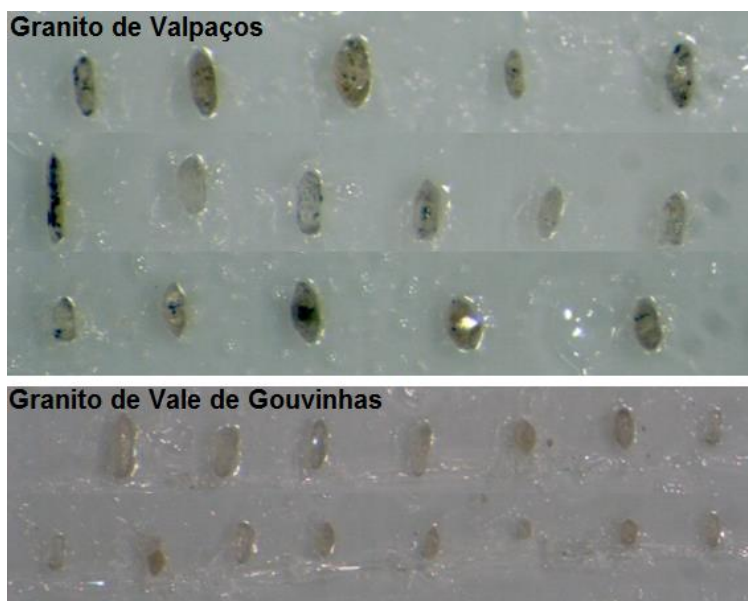


Fig. 5.17- Exemplos de cristais de zircão do granito de Valpaços e do granito de Vale de Gouvinhas.

A projeção das análises de zircão do granito de Valpaços no diagrama de concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ correspondentes aos vários zircões que foram analisados e estão representados na Fig. 5.18a. É possível verificar a discordância dos pontos, estando todos localizados ao lado direito da concórdia. Esta discordância, tem como fator responsável a perda de chumbo, que pode estar associada a alterações ou inclusões. De referir também, que muitos pontos são referentes a análises que incidiram na parte interna do zircão, sendo portanto referentes aos núcleos muito provavelmente herdados e por isso não representativos de uma possível idade de cristalização do magma granítico. Ajustou-se o diagrama aos pontos concordantes, tendo em consideração as perdas de chumbo, resultando para o granito de Valpaços, em apenas um ponto concordante, para o qual se obteve a idade de 317 ± 22 Ma (Fig. 5.18b).

As análises U-Pb por LA-Q-ICPMS, apresentam limitações interpretativas face a outras metodologias (ID-TIMS) para obtenção de idades de cristalização, pois os dados geralmente não podem ser avaliados individualmente, mas sim de um modo estatístico, isto é, devem ser sempre tratados por populações de resultados. Deste modo, apesar de ser apresentado um ponto concordante para o granito de Valpaços, este não pode ser considerado como representativo de uma idade de cristalização.

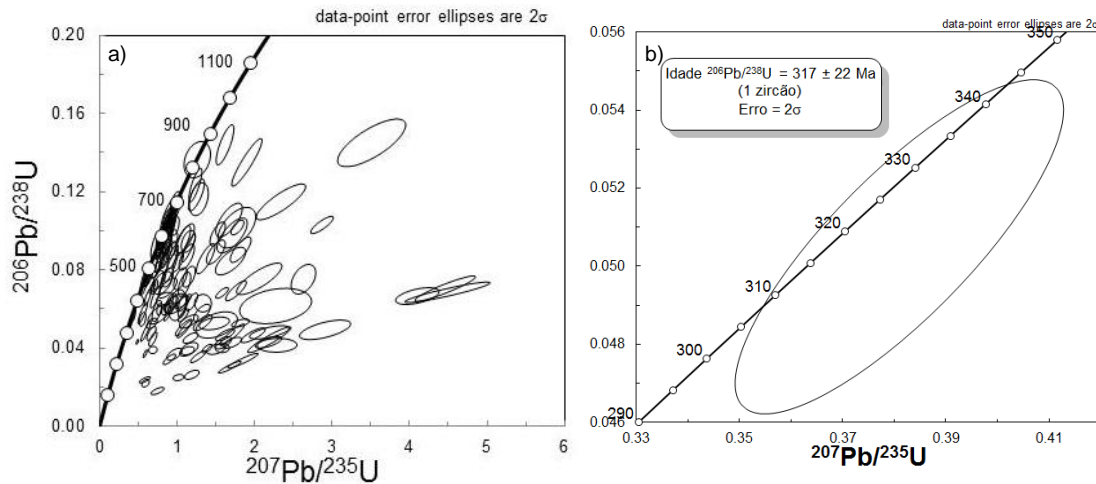


Fig. 5.18- Diagrama de concórdia das frações de zircão analisadas do granito de Valpaços. a) todos os pontos analisados; b) ponto concordante.

Os diagramas de concórdia para o granito de Vale de Gouvinhas são apresentados na Fig. 5.19 a) e b). Na Fig. 5.19a pode observar-se a projeção de todos os pontos analisados, e à semelhança do granito de Valpaços, são inúmeros os pontos discordantes. Na Fig. 5.19b) podemos observar uma população, se bem que pequena, de pontos concordantes, que indicam uma possível idade de cristalização de 314.8 ± 6 Ma para o granito de Vale de Gouvinhas.

Tendo em consideração as relações de campo, este granito, é mais antigo que o granito de Valpaços e pode ser ainda comparável com os granitos de Bouça, Torre D. Chama e Fradizela, localizados a NE, e que se inserem no antiforma de Torre de D. Chama, (Fig. 2.3), para os quais foi determinada uma idade de 319 ± 7 Ma, através de uma isócrona de Rb-Sr, atestando assim uma cronologia de instalação nesta área (Gomes e Neiva, 2005).

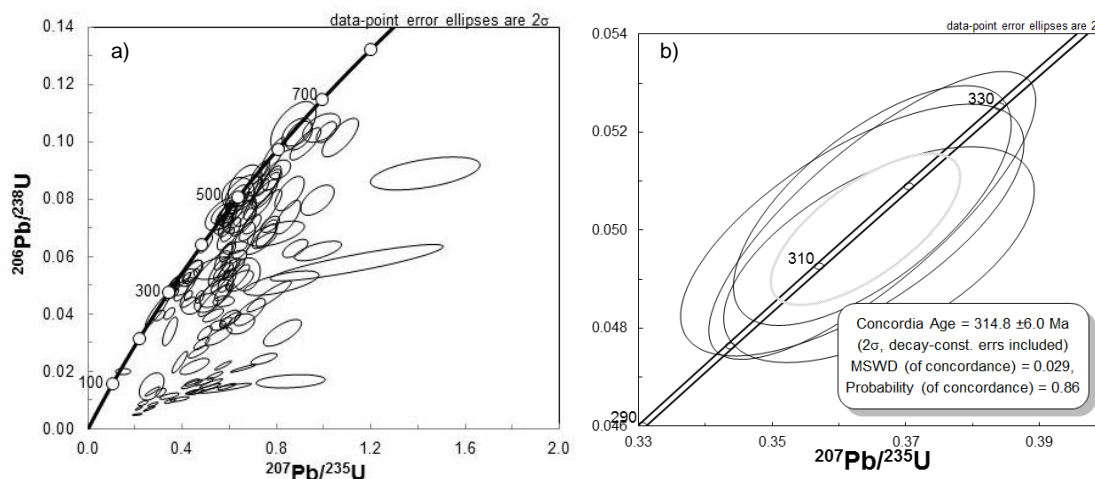


Fig. 5.19- Diagrama de concórdia das frações de zircão analisadas do granito de Vale de Gouvinhas. a) todos os pontos analisados; b) ponto concordante.

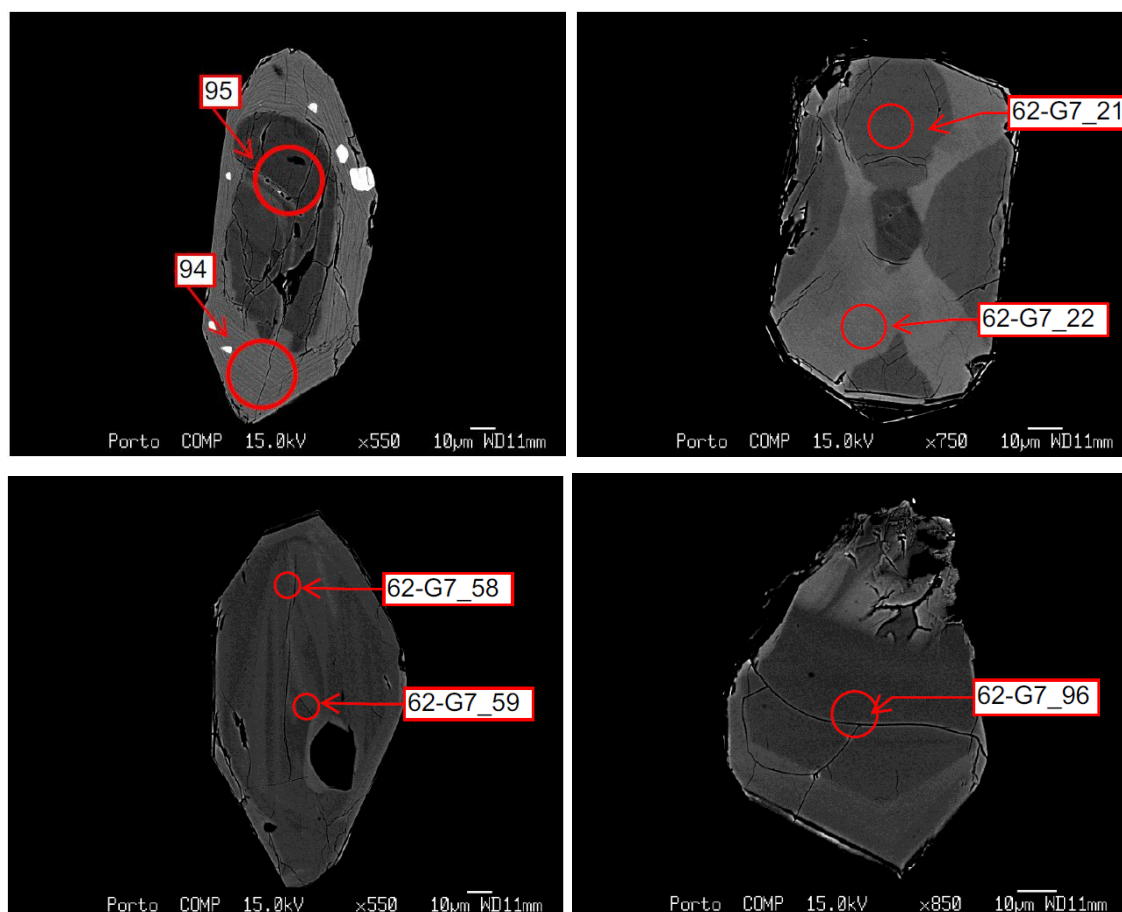


Fig. 5.20- Imagens de contraste de número atômico dos cristais de zircão do granitos de Valpaços e Vale de Gouvínhas, representados no diagrama de concordia. As circunferências a vermelho correspondem aos locais onde foram efetuadas as análises isotópicas U-Pb, por LA-Q-ICPMS. Estas imagens confirmam a heterogeneidade dos zircões.

Uma vez que os resultados obtidos foram inconclusivos, um segundo método de análise foi utilizado em zircões e monazites, de concentrados provenientes de amostras, de estações de amostragem diferentes. Foram tratados e posteriormente selecionados os melhores cristais de onde se obtiveram resultados por **ID-TIMS**, de 4 zircões e 2 monazites, para o granito de Valpaços e análises de 2 zircões e 2 monazites para o granito de Vale de Gouvínhas (Tab. 5.5).

Os diagramas concórdia obtidos para o granito de Valpaços e para o granito de Vale de Gouvínhas são apresentados na Fig. 5.21 a) e b). Na Fig. 5.21a podemos observar a projeção dos pontos de monazites analisados dos dois granitos e, na Fig. 5.21b podemos observar a projeção, dos zircões analisados, também para ambos os granitos.

Relativamente ao granito de Valpaços, as idades obtidas variam entre os 305 ± 17 Ma a 478 ± 19 Ma. Contudo, tal como pelo método de LA-Q-ICPMS, temos só um ponto concordante para o granito de Valpaços. Os valores encontrados correspondem a uma idade ordovícica e outra Carbónica, pelo que, se torna difícil considerar o seu valor geológico, o que se confirma a presença de núcleos herdados de idade ordovícica.

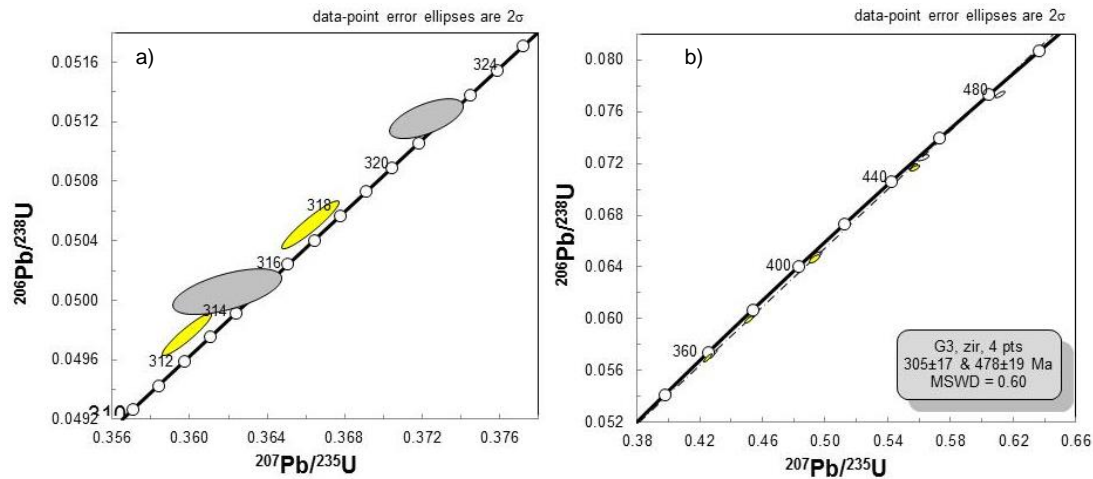


Fig. 5.21- Diagrama de concórdia das frações a) de monazite do granito de Valpaços (amarelo) e do granito de Vale de Gouvinhas (cinza), b) de zircão analisadas do granito de Valpaços (amarelo) e de Vale de Gouvinhas (branco).

Estes valores são devidos à morfologia e estrutura dos cristais analisados. Apesar de os cristais serem euédricos, apresentam rebordos finos e núcleos de grande expressão (Fig. 5.21) que ao que tudo indica são herdados, o que coloca em causa a viabilidade de algumas das idades obtidas, que não podem ser consideradas como resultantes do processo ligado à cristalização do magma granítico.

Tabela 5.4- Dados isotópicos U - Pb de zircão do granito de Valpaços e do granito de Vale de Gouvinhas, por LA-Q-ICPMS.

Amostra	U (ppm)	Pb (ppm)	Th (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ (abs)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ (abs)	Rho	Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ (Ma)	Idade $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ (Ma)	Idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ (Ma)
Granito Valpaços																
Val 62-G24_94	3450	132	47.6	0.0505	0.0035	0.3810	0.026	0.0563	0.0018	0.81819	317	22	327	19	469	27
Granito Vale de Gouvinhas																
VdG 62-G7_22	1940	62.3	61.1	0.0503	0.0024	0.3650	0.020	0.0534	0.0017	0.80115	318	14	314	15	334	42
VdG 62-G7_58	974	359	372	0.0495	0.0018	0.3660	0.019	0.0528	0.0022	0.59173	311	11	315	14	393	42
VdG 62-G7_59	1185	454	485	0.0500	0.0021	0.3620	0.021	0.0548	0.0022	0.68353	314	13	316	16	406	47
VdG 62-G7_96	997	40.2	39.7	0.0505	0.0020	0.3650	0.017	0.0527	0.0019	0.67436	318	12	316	12	369	38

Tabela 5.5- Dados isotópicos U - Pb de zircão do granito de Valpaços e do granito de Vale de Gouvinhas, por ID-TIMS.

Amostra		U (ppm)	Pbt ^{*1} (ppm)	Pbc ^{*2} (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb ^{*3}	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^{*4}	2 σ (abs)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^{*4}	2 σ (abs)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^{*4}	2 σ (abs)	rho ^{*5}	Idade ⁶ ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^{*6}	2 σ (abs)	Idade ⁶ ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^{*4}	2 σ (Ma)	Idade ⁶ ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^{*4}	2 σ (Ma)	Disc. ^{*6} (%)
Granito Valpaços																			
Zircões																			
Val 62-G3_53R	P, A, 1g	437	30	0.00	2697	0.05618	0.0002	0.55586	0.0024	0.07176	0.0002	0.73	446.8	1.1	448.8	1.6	459.3	6.7	2.8
Val 62-G3_54R	P, A, 1g	524	31	0.00	3295	0.05463	0.0002	0.45356	0.0022	0.06021	0.0002	0.82	376.9	1.3	379.8	1.5	397.3	6.3	5.3
Val 62-G3_55R	P, A, 1g	330	20	0.00	1773	0.05524	0.0002	0.49423	0.0029	0.06489	0.0002	0.74	405.3	1.5	407.8	2.0	422.0	8.8	4.1
Val 62-G3_56	FZ, 5g	832	45	0.00	4753	0.05423	0.0001	0.42862	0.0021	0.05732	0.0002	0.89	359.3	1.4	362.2	1.5	380.7	5.0	5.8
Monazites																			
Val 62-G3_S111	NA, 1g	10333	1612	1.56	9058	0.05245	0.0001	0.36012	0.0010	0.04980	0.0001	0.93	313.3	0.7	312.3	0.7	304.9	2.3	-2.8
Val 62-G3_S112	S/S, NA, 1g	15001	1466	2.41	10791	0.05258	0.0001	0.36628	0.0012	0.05052	0.0001	0.94	317.7	0.8	316.9	0.9	310.9	2.7	-2.2
Granito Vale Gouvinhas																			
Zircões																			
VdG 62-G13_51R	P, A, 1g	247	18	0.00	3634	0.05735	0.0002	0.61152	0.0026	0.07733	0.0002	0.77	480.2	1.2	484.5	1.6	505.2	6.0	5.1
VdG 62-G13_52R	P, A, 1g	344	24	0.00	2078	0.05629	0.0003	0.56220	0.0032	0.07244	0.0002	0.62	450.9	1.2	453.0	2.1	463.7	10.1	2.9
Monazites																			
VdG 62-G13_S.113	NA, 1g	942	504	1.15	955	0.05244	0.0003	0.36214	0.0022	0.05008	0.0001	0.59	315.0	0.7	313.8	1.7	304.8	11.5	-3.4
VdG 62-G13_S.115	NA, 1g	1780	323	0.50	2291	0.05268	0.0002	0.37205	0.0015	0.05122	0.0001	0.62	322.0	0.6	321.2	1.1	315.0	7.3	-2.3

P- prisma; S/S- sub-édrico/sub-euédrico; FZ- fração zircão; A- abrasão química; NA- não sujeito abrasão química; 1g- 1 grão; 5g- 5 grãos

*1 Chumbo total.

*2 Chumbo comum total da amostra (inicial + existente no branco).

*3 Valor corrigido em função da fracionamento e da razão existente no branco.

*4 Valor corrigido em função da fracionamento, branco e chumbo comum inicial; o erro foi calculado por propagação das principais fontes de incerteza; o chumbo comum inicial foi corrigido usando o modelo de Stacey e Kramers (1975).

*5 (Rho) Fator de correlação de erro.

*6 Grau de discordância.

5.3.2- Método Rb- Sr e Sm- Nd de rocha total

5.3.2.1- Método Rb – Sr

Na natureza, existem dois isótopos de rubídio, ^{85}Rb e ^{87}Rb (Faure e Mensing, 2005). Apenas o ^{87}Rb é radioativo transformando-se em ^{87}Sr , com emissão de partículas β^- , com um período de desintegração grande (aproximadamente 50 Ga).

O estrôncio comum tem quatro isótopos estáveis, ^{84}Sr , ^{86}Sr , ^{87}Sr e ^{88}Sr . O número total de átomos de ^{87}Sr em qualquer material geológico com idade t em milhões de anos, é dado pela equação:

$$^{87}\text{Sr} = ^{87}\text{Sr}_i + ^{87}\text{Rb} (e^{\lambda t} - 1)$$

Com $\lambda = 1.42 \times 10^{-11} \text{ ano}^{-1}$ (Steiger e Jäger, 1997), que é a constante de desintegração do ^{87}Rb e $^{87}\text{Sr}_i$ a quantidade de ^{87}Sr no momento $t = 0$.

Sendo o ^{86}Sr um isótopo estável que serve de referência a razões isotópicas, pode-se escrever a equação anterior do seguinte modo (Faure e Mensing, 2005):

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} (e^{\lambda t} - 1)$$

Com o estudo isotópico Rb-Sr, pretende-se, se possível, determinar a idade de cristalização de diferentes granitos e obter indicações petrogenéticas a partir da relação isotópica inicial $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$. Utiliza-se o método das isócronas, baseado no facto de a equação anterior corresponder a uma equação de reta e parte dos seguintes pressupostos (Dickin, 2005): no momento do bloqueio isotópico, a rocha era homogénea e tinha a razão isotópica inicial $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ idêntica; desde o bloqueio isotópico até ao presente a rocha evoluiu como um sistema fechado; o arrefecimento dos minerais ocorreu num intervalo de tempo relativamente curto, comparativamente com a idade de cristalização, pois as temperaturas de bloqueio do sistema são diferentes para os vários minerais.

Contudo, durante um episódio térmico o sistema Rb-Sr pode abrir e sofrer uma nova homogeneização, total ou parcial, afetando principalmente o ^{87}Sr radiogénico. Quando esta homogeneização é total, todo o sistema é afetado, passando haver um novo valor para a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, que corresponderá a este acontecimento térmico e não à altura de cristalização; sendo parcial, apenas ficam afetados os minerais à escala de amostra, continuando assim o sistema Rb-Sr em rocha total fechado e a evoluir (Duthou, 1992). Havendo alterações tardi a pós-magmáticas, poderá ocorrer uma abertura do sistema, mas sem homogeneização, que com circulação de fluídos em

sistema aberto leva à difusão do ^{87}Sr radiogénico e por conseguinte leva a valores sem significado geológico.

A razão isotópica inicial $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ fornece assim, indicações petrogenéticas, sendo esta razão característica da fonte de onde foi extraído o magma, permanecendo constante durante os processos de fracionamento a que o magma possa ser sujeito (Faure, 1986; Campos, 1997; Antunes, 2006). Sendo a crosta continental mais enriquecida em rubídio que o manto, e por conseguinte em ^{87}Rb , a razão inicial $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ será mais elevada na crosta do que no manto e assim o valor das razões isotópicas iniciais permite ter indicações da contribuição de um material crustal na formação de granitos (Raymond, 1995). Razões $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i > 0.710$ traduzem uma origem a partir de materiais crustais, onde o estrôncio provém maioritariamente de rochas crustais enriquecidas em ^{87}Sr radiogénico (Raymond, 1995), enquanto que razões $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i < 0.704$ traduzem uma origem mantélica ou ainda a partir de uma crosta juvenil extraída diretamente do manto sem contribuição crustal antiga, de onde todo o estrôncio provém do manto ou crosta juvenil (Raymond, 1995). Pode ainda se dar o caso de um valor intermédio da razão inicial $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, sendo neste caso mais difícil a interpretação, mas apontando para uma mistura de contribuições mantélicas e crustais (Faure e Mensing, 2005).

5.3.2.2- Método Sm – Nd

Na natureza ocorrem sete isótopos de samário (Duthou, 1992; Dickin, 2005), ^{144}Sm , ^{147}Sm , ^{148}Sm , ^{149}Sm , ^{150}Sm , ^{152}Sm e ^{154}Sm , sendo apenas três deles radioativos ^{147}Sm , ^{148}Sm e ^{149}Sm , que se transformam por decaimento em isótopos radiogénicos de neodímio ^{143}Nd , ^{144}Nd , ^{145}Nd , respetivamente. No caso dos isótopos ^{148}Sm e ^{149}Sm o seu tempo de vida é extremamente longo, o que leva a ser difícil detetar as variações produzidas nas rochas, no entanto no caso do ^{147}Sm que se desintegra por emissão de partícula α , tem um período de desintegração suficientemente pequeno permitindo a medição de variações na quantidade de ^{143}Nd .

O método das isócronas é também aplicável ao sistema Sm-Nd à semelhança do sistema Rb – Sr, uma vez que podemos aplicar uma equação idêntica, tendo o ^{144}Nd estável como referência:

$$^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd} = (^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd})_i + ^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd} (e^{\lambda t} - 1)$$

Com $\lambda = 6.54 \times 10^{-12}$ ano⁻¹ (Steiger e Jäger, 1997), que é a constante de desintegração do ¹⁴⁷Sm.

O samário e o neodímio ocorrem nos granitos como elementos principais em minerais concentradores de terras raras. Estes elementos têm uma menor mobilidade que o rubídio e o estrôncio, durante os processos de metamorfismo, alteração hidrotermal e meteorização, o que leva a que sejam estudados como indicadores da composição dos protólitos e posteriores modificações geoquímicas dos magmas granitoides, devido ao baixo fracionamento do Sm relativamente ao Nd, e pela menor mobilidade relativamente ao Rb e Sr durante processos de metamorfismo, alteração hidrotermal e meteorização, tornando-se assim um complemento às informações petrogenéticas dadas pelo sistema Rb-Sr (Potts, 1987; Faure e Mensing, 2005).

No entanto, a razão Sm/Nd pode ser alterada durante processos de reciclagem crustal, devido à formação de minerais, como a granada, que fracionam fortemente o Sm em relação ao Nd (Sato et al., 1995). Neste sistema, é ainda possível, encontrar variações das razões ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, que dificultam a obtenção de idades de cristalização, principalmente nas amostras de rocha total (Dickin, 2005).

De Paolo e Wasserburg (1976) demonstraram que a maior parte das rochas ígneas derivam de uma fonte com composição uniforme e com uma relação isotópica Sm/Nd globalmente condritica (CHUR, “Chondrite Uniform Reservoir”).

O samário e o neodímio apresentam um comportamento geoquímico semelhante, sendo incompatíveis, o que faz com que este sistema tenha um comportamento contrário ao Rb – Sr. O manto é mais radiogénico do que a crosta para o sistema Sm – Nd, apresentando valores de (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_i mais elevados.

Tendo em conta as pequenas variações das razões ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd nas rochas ígneas é utilizada a notação εNd, que exprime o desvio destas razões nas rochas ígneas em relação ao CHUR (De Paolo e Wasserburg, 1976). Assim, o desvio de uma amostra de idade *t*, é calculado pela equação:

$$\epsilon Nd = [((^{143}Nd / ^{144}Nd)^t_{amostra} / (^{143}Nd / ^{144}Nd)^t_{CHUR}) - 1] \times 10^4$$

em que:

$$(^{143}Nd / ^{144}Nd)^t_{amostra} = (^{143}Nd / ^{144}Nd)_{medido} - (^{147}Sm / ^{144}Nd)_{medido} (e^{\lambda t} - 1)$$

e

$$(^{143}Nd / ^{144}Nd)^t_{CHUR} = 0.512638 - 0.1967 (e^{\lambda t} - 1)$$

Sendo que os valores 0.512638 e 0.1967 correspondem às razões ¹⁴³Nd / ¹⁴⁴Nd e ¹⁴⁷Sm / ¹⁴⁴Nd do CHUR na actualidade (Jacobsen e Wasserburg, 1980, 1984).

Um valor positivo de ϵNd , para as rochas ígneas, indica que o magma se formou a partir de um reservatório mantélico, tanto mais empobrecido quanto maior for o valor de ϵNd . Valores negativos, indicam origem a partir de uma fonte crustal ou de rochas do manto enriquecido, sendo o valor mais negativo quanto maior for a contribuição crustal. Em casos de processos de mistura manto/crusta o valor de ϵNd vai variar em função do grau de contribuição dos diversos componentes, o que leva a uma difícil interpretação dos valores obtidos (Duthou, 1992; Dickin, 2005).

Para determinar o momento de extração de material juvenil, do manto para a crusta, e sendo considerado o mais realista, é recorrente utilizar-se o modelo definido por Paolo (1981), obtendo-se assim a idade modelo de manto empobrecido, T_{DM} ("Depleted Mantle").

5.3.2.3- Resultados para métodos Rb - Sr e Sm - Nd

Foram selecionadas, para efetuar o estudo isotópico pelo método Rb-Sr e Sm-Nd, amostras representativas do granito de Valpaços (4 amostras) e também do granito de Lagoas (2 amostras), essencialmente através do estudo interpretativo dos dados geológicos de campo e geoquímicos,

Os resultados analíticos para o estudo isotópico Rb-Sr, foram obtidos por ICP-MS e MC-ICP-MS e são apresentados na Tabela 5.6.

Tabela 5.6- Dados isotópicos Rb - Sr dos granitos estudados. Os valores de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ nas amostras de granitos foram calculados para uma idade de 300Ma.

Amostra	Rb* (ppm)	Sr* (ppm)	Rb/Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	1sigma%	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1sigma%	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$
Granito Valpaços								
Val 62-16	227	50	4.5400	13.2157	1	0.7713	0.0007	0.7150
Val 62-18	231	61	3.7869	11.0138	1	0.7624	0.0008	0.7155
Val 62-20	295	50	5.9000	17.2076	1	0.7909	0.0005	0.7177
Val 62-21	201	86	2.3372	6.7858	1	0.7447	0.0008	0.7158
Granito Lagoas								
Val 62-4	417	20	20.8500	61.9251	1	0.9784	0.0006	0.7149
Val 62-11	421	15.01	28.0480	84.0297	1	1.0691	0.0006	0.7116

*teores obtidos por análise de espectrometria de fluorescência de raios-X

As errócronas apresentadas, calcularam-se com o programa Isoplot, sendo as linhas de regressão calculadas pelo método dos mínimos quadrados e o seu ajuste pelo parâmetro MSWD (média do somatório dos desvios quadrados). Este parâmetro

permite classificar as linhas de regressão como isócronas (MSWD <2.5) ou como errócronas (MSWD>2.5) (Brooks et al.,1972). De acrescentar que para estes valores representarem verdadeiras isócronas e assim um elevado grau de confiança, o valor de MSWD deve se aproximar o máximo de 1 (Dickin, 2005).

Como é possível verificar na Fig. 5.22, os granitos definem um alinhamento linear, correspondente a uma errócrona Rb-Sr, com cálculo do parâmetro MSWD=2.6, na representação das amostras de ambos os granitos, e uma idade de instalação de 296.9 ± 7.2 Ma, e um valor MSWD=3.9 para as amostras do granito de Valpaços, com idade de instalação de 309 ± 45 Ma. Estes valores, indicam a uma ligeira dispersão, resultante do não total equilíbrio isotópico no momento de cristalização, pelo que estas amostras não fornecem na totalidade um dado significativo quanto a idades, uma vez que para a idade poder ser aceite o parâmetro MSWD deve ser inferior a 2.5 (Rollinson, 1995). Contudo, a idade obtida, para a totalidade de amostras, está próxima do esperado face às características geológicas destes granitos.

Os valores de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, calculados para uma idade de 300 Ma, variam de 0.7150 até 0.7177 para o granito de Valpaços e apresentam um valor médio de 0.7132 para o granito de Lagoas, o que representa a indicação de origem em magmas de composição crustal. Os valores encontrados para o granito de Valpaços estão dentro do intervalo de valores encontrados para vários granitos de peraluminosos Portugueses (Wallfass, 1987; Martins, 1998; Simões, 2000; Antunes, 2006; Teixeira, 2008; Costa, 2011,).

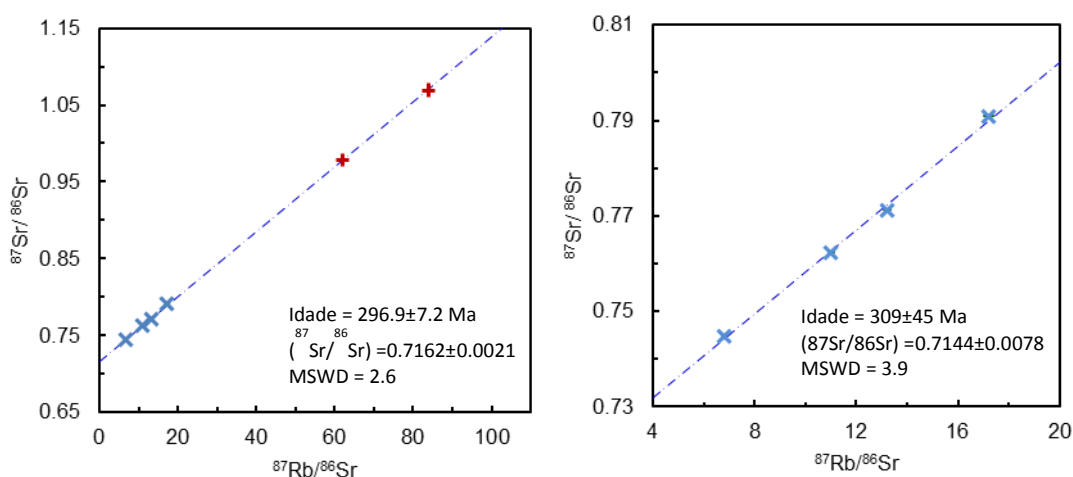


Fig. 5.22- Errócronas de rocha total para amostras do granito de Valpaços (x) e do granito de Lagoas (+).

Os resultados analíticos para o estudo isotópico Sm-Nd, foram obtidos por ICP-MS e ID-TIMS e são apresentados na Tabela 5.7. Apresentam-se também os valores de

ϵNd_t e T_{DM} , com $t=300\text{Ma}$, calculados segundo o modelo de Jacobsen e Wasserburg (1984), onde :

$$\epsilon\text{Nd}=[((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}}^t / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}^t) - 1] \times 10^4$$

e

$$T_{\text{DM}} = 1/\lambda \ln[(((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}} - 0.513114 / (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{amostra}} - 0.222) + 1) \times 10^{-9}]$$

Com $\lambda = 6.54 \times 10^{-12} \text{ ano}^{-1}$ (Steiger e Jäger, 1997), que é a constante de desintegração do ^{147}Sm .

Nestes cálculos utilizaram-se respetivamente, os quocientes $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}=0.512638$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1967$ (Jacobsen e Wasserburg, 1984) e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{DM}}=0.513114$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{DM}}=0.222$ (Michard et al., 1985).

Tabela 5.7- Dados isotópicos Sm - Nd dos granitos estudados. Os valores de $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ e ϵNd_t nas amostras de granitos foram calculados para uma idade de 300 Ma.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	erro 2%	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	ϵNd_t	T_{DM} (Ga)	ϵT_{DM}
Granito Valpaços									
Val 62-16	3.60	14.28	0.1522	0.512167	0.0030	0.5119	-7.5	2.06	2.64
Val 62-18	3.52	13.83	0.1540	0.512188	0.0031	0.5119	-7.2	2.07	2.61
Val 62-20	1.97	7.68	0.1550	0.512152	0.0031	0.5118	-7.9	2.18	2.25
Val 62-21	3.69	14.95	0.1492	0.512162	0.0030	0.5119	-7.5	1.99	2.88
Granito Lagoas									
Val 62-4	0.57	1.89	0.1832	0.512189	0.0036	0.5118	-8.3	3.60	-2.47
Val 62-11	0.58	1.94	0.1803	0.51219	0.0036	0.5118	-8.2	3.35	-1.63

Os valores de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ variam de 0.1492 a 0.1550 no granito de Valpaços. Todos estes valores de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (Tabela 5.7) são ligeiramente mais altos do que os valores usualmente admitidos para a maioria das rochas crustais (0.12) (Faure, 1986) que é também o valor médio admitido por Beetsma (1995) para metassedimentos do Maciço Ibérico. De notar que, o granito de Lagoas apresenta um valor médio de 0.1818 que é ainda mais elevado do que os valores de referência.

Relativamente aos valores obtidos de ϵNd_t apresentam uma variação diferente nos granitos em estudo. Os valores mais baixos são encontrados no granito de Lagoas, com valor médio de -8.3, e no granito de Valpaços a variação de ϵNd_t é de -7.2 a -7.9 (Tabela 5.7). As idades modelo T_{DM} , são apresentadas na Tabela 5.7, com valores que variam de 1.99 a 2.18 Ga, no granito de Valpaços e valores de 3.35 e 3.60 Ga no granito de Lagoas. Estes valores, são atribuídos a um processo de assimilação de materiais metassedimentares durante a cristalização destas rochas (De Paolo, 1981). As idades calculadas para o granito de Valpaços (1.99 - 2.18 Ga) estão dentro do intervalo de variação de idades modelo T_{DM} obtidas por Beetsma (1995) em granitoides sin-orogénicos de duas micas sin-D₃ da Zona Centro Ibérica (1.26 - 3.09 Ga), sendo também compatíveis com os resultados apresentados por Teixeira (2008).

A projeção das razões ϵ_{Nd_t} e $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ num diagrama de correlação isotópica, permite determinar a natureza das fontes envolvidas na petrogénese de rochas magmáticas. Partindo do ponto de origem do diagrama, em que o “bulk earth” representa a composição isotópica de Sr e Nd que a Terra primitiva teria na atualidade, as regiões do manto que sofreram fenómenos de extração de fundidos parciais (manto empobrecido) tenderão a projetar-se no quadrante com valores de mais elevados de ϵ_{Nd} e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais baixas. Enquanto as assinaturas isotópicas dos reservatórios mantélicos pouco fracionados e/ou primitivos distribuir-se-ão em torno da composição “bulk earth”.

Já as rochas da crosta continental superior são caracterizadas por razões Rb-Sr e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ elevadas e razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ claramente inferiores às do manto, enquanto os materiais da crosta inferior apresentam razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ não muito diferentes dos valores atuais do manto e razões variáveis.

A projeção destas razões foi feita no diagrama de correlação isotópica (Fig. 5.23), onde todas as amostras dos granitos se projetam no quadrante IV, que é indicativo de protólitos crustais empobrecidos em samário e enriquecidos em rubídio.

De todo modo, podemos analisar que a variação dos valores negativos de ϵ_{Nd_t} verificados, indicam uma contribuição importante de componente crustal na génese dos magmas. A proximidade destes valores nos dois granitos, indica que poderão ter resultado da fusão parcial de metassedimentos, com uma fonte empobrecida em samário.

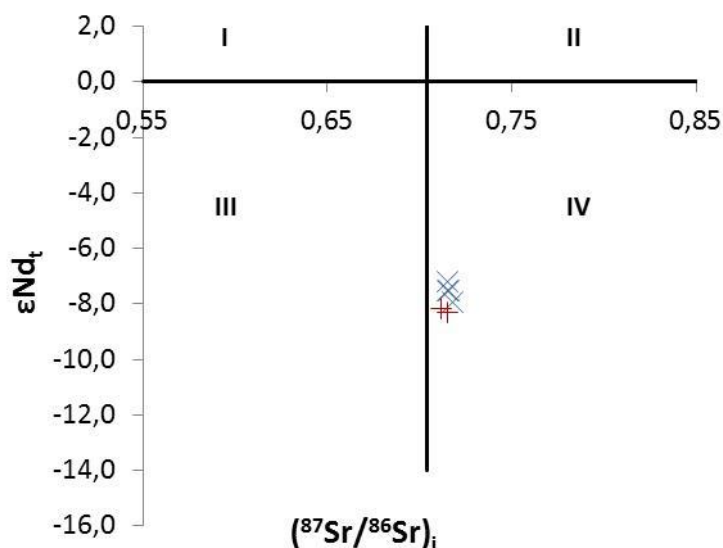


Fig. 5.23- Diagrama de correlação isotópica, ϵ_{Nd_t} versus $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ para amostras do granito de Valpaços (x) e do granito Lagoas (+). Com valores de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ e ϵ_{Nd_t} calculados para uma idade de 300Ma.

5.4- Geoquímica mineral

5.4.1- Feldspatos

As médias e desvios padrão das composições químicas, fórmulas estruturais e percentagens em moles de ortoclase (Or), albite (Ab) e anortite (An) do feldspato potássico do granito de Valpaços, são apresentadas nas Tabelas 5.8 e 5.9 e Anexo II. As médias e desvios padrão das composições químicas, fórmulas estruturais e percentagens em moles de ortoclase, albite e anortite da plagioclase são apresentadas na Tabela 5.10 e Anexo III.

5.4.1.1- Feldspato potássico

O feldspato potássico do granito de Valpaços apresenta teores de Or que variam de 87% a 99% (Fig. 5.24), o que está de acordo com vários granitos Portugueses, e que tem levado à interpretação destes valores como o reflexo de uma situação de equilíbrio estrutural inerente a este mineral (Dias, 1987; Neves, 1991; Gomes, 1996; Antunes, 2006; Teixeira, 2008). O feldspato potássico ocorre em megacristais e também como constituinte da matriz, sendo que o feldspato da matriz possui teores mais elevados a idênticos de Or comparativamente o dos megacristais (Tabela 5.9).

Tabela 5.8- Média e desvios padrão das análises químicas médias (%peso) e fórmulas estruturais do feldspato potássico do granito de Valpaços.

Amostra	Val 1	Val 2	Val 3	Val 62-5		Val 62-2		Val 62-21		Val 62-20 ^a		Val 62-3		Val 62-20B		Val 62-22	
			M	M	σ	M	σ	M	σ	M	σ	M	σ	M	σ	M	σ
SiO ₂	64.48	63.98	63.93	64.96	0.51	64.18	0.37	64.47	0.40	63.61	0.36	64.25	0.24	64.24	0.43	64.39	0.61
TiO ₂	-	-	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	-	0.02	0.01	0.02	0.01	-	-	0.03	0.03
Al ₂ O ₃	18.76	18.92	18.59	18.55	0.33	18.01	0.37	18.21	0.30	18.31	0.12	18.30	0.22	18.53	0.12	18.97	0.25
Fe ₂ O ₃ t	0.04	-	0.07	0.04	0.02	0.06	0.02	0.08	0.03	0.03	0.03	0.06	-	0.04	0.02	0.04	0.04
MnO	-	-	-	0.05	0.02	0.02	0.01	-	-	0.05	-	0.06	0.06	0.01	0.01	0.06	0.03
MgO	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0.20	0.05	0.07	0.15	0.07	0.21	0.14	0.18	0.11	0.12	0.08	0.05	0.02	0.08	0.04	0.06	0.03
CaO	0.02	-	0.05	0.01	0.02	0.02	-	0.00	-	0.04	0.05	0.02	0.02	0.03	-	0.01	0.01
Na ₂ O	0.86	0.70	0.80	0.70	0.33	1.24	0.12	0.95	0.37	0.96	0.45	1.11	0.23	1.13	0.28	0.60	0.22
K ₂ O	15.14	15.43	15.42	15.43	0.30	14.91	0.24	15.25	0.48	15.30	0.48	15.23	0.31	15.08	0.37	15.21	0.30
P ₂ O ₅	0.24	0.37	0.35	0.48	0.28	0.39	0.24	0.34	0.04	0.49	0.06	0.46	0.12	0.40	0.09	0.72	0.36
Total	99.73	99.45	99.30	100.41	1.89	99.06	1.52	99.49	1.71	98.92	1.63	99.56	1.23	99.54	1.36	100.09	1.87
N			2	6		5		4		6		5		4		6	
Número de iões na base de 32 átomos de oxigénio																	
Si	11.949	11.908	11.932	11.993	0.072	12.012	0.071	12.004	0.063	11.949	0.020	11.971	0.029	11.951	0.026	11.930	0.053
Al	4.097	4.150	4.090	4.036	0.076	3.973	0.074	3.997	0.068	4.053	0.029	4.018	0.033	4.063	0.036	4.143	0.065
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ³⁺	0.006	-	0.006	0.006	0.004	0.004	0.006	0.009	0.007	0.001	0.003	0.004	0.005	0.005	0.005	0.003	0.005
Mn	-	-	-	0.001	0.001	-	-	-	-	0.001	0.001	0.002	0.002	-	-	0.003	0.001
Na	0.308	0.251	0.290	0.250	0.117	0.452	0.042	0.342	0.133	0.348	0.161	0.400	0.084	0.409	0.099	0.216	0.079
Ca	0.004	-	0.010	0.001	0.002	0.001	0.001	-	0.000	0.005	0.008	0.002	0.003	0.001	0.002	0.001	0.002
K	3.579	3.664	3.671	3.633	0.071	3.559	0.055	3.622	0.114	3.667	0.131	3.620	0.077	3.578	0.100	3.596	0.071
%Or	92	94	92	94	3	89	1	91	3	91	4	90	2	90	2	94	2
%Ab	8	6	7	6	3	11	1	9	3	9	4	10	2	10	2	6	2
%An	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

M- média; σ- desvio padrão; - não encontrado; n- número de análises.

Tabela 5.9- Resumo das composições dos feldspatos do granito de Valpaços.

	Megacristais		Matriz	
	mínimo	máximo	mínimo	máximo
Teor de Or (%) do feldspato potássico	88	98	86	97
Teor de Ba (%) do feldspato potássico	0,03	0,38	0,02	0,23

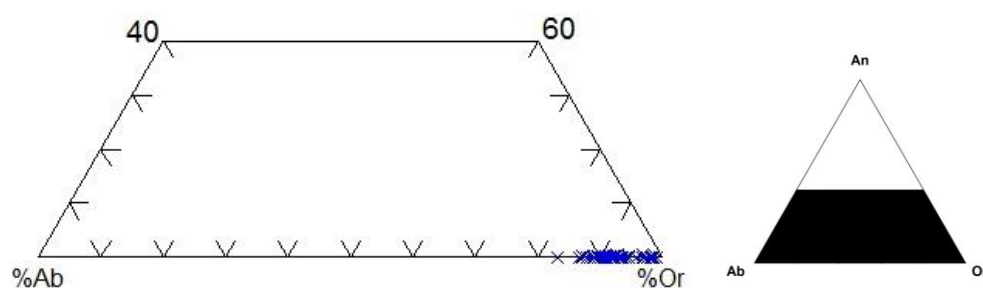


Fig. 5.24- Representação da composição dos feldspatos potássico do granito de Valpaços (x), no diagrama Ab-Na-Or.

O teor de Ba varia de 0.03% a 0.38%, com uma tendência de valores mais elevados nos megacristais e valores inferiores em cristais de feldspato da matriz (Tabela 5.9).

A conjugação da variação destes valores de Ba e Or, levam a admitir uma origem magmática para os megacristais (Long e Luth, 1986), tal como tem sido admitida por outros autores, em granitos portugueses (Neiva e Gomes, 1991; Silva, 1995; Gomes, 1996; Antunes, 2006; Teixeira, 2008).

A existência de megacristais de feldspato potássico deve-se às elevadas quantidades de fundido no início da cristalização do magma granítico e como são os últimos a cristalizar isso vai permitir o seu crescimento e desenvolvimento, sendo este mais rápido do que o da plagioclase (Winkler e Schultes, 1982). De um modo geral, os megacristais de feldspato potássico do granito de Valpaços possuem inclusões de plagioclase, biotite e moscovite. E apesar de na maioria serem hipidiomórficos, por vezes os bordos são irregulares apresentando pequenos cristais da matriz, o que pode ser justificado pelo crescimento contínuo do megacristal desde uma fase inicial de cristalização do magma com grande quantidade de fundido até uma fase final já com elevada quantidade de sólido, formado pelos cristais que constituem a matriz do granito.

5.4.1.2- Plagioclase

A composição da plagioclase do granito de Valpaços corresponde a albite. Ocorre como cristais da matriz e alguns cristais de tamanho maior. Os teores de An variam de 1% a 17% (Tabela 5.10, Anexo III), apresentando cristais homogéneos como outros com zonamento, ténue nem sempre evidente. Um zonamento, com teores de An, no centro dos cristais, mais elevados que nos bordos (Tabela 5.10; Fig. 5.25) indica tratar-se de um zonamento normal, devido ao decréscimo de temperatura durante a cristalização do magma que originou o granito.

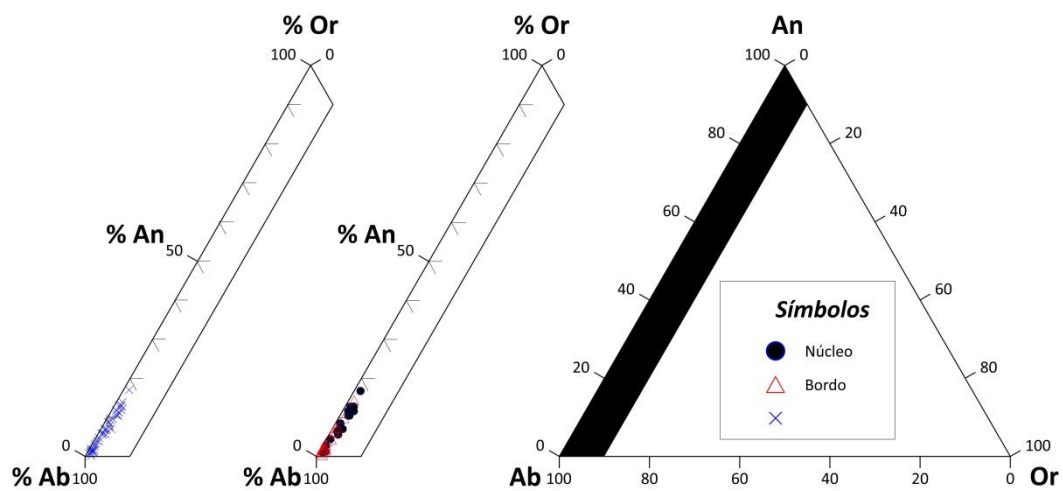


Fig. 5.25- Representação da composição das plagioclases do granito de Valpaços, no diagrama Ab-Na-Or. Amostras do granito Valpaços (x); centro (●), bordo (▲)

Tabela 5.10- Análises químicas médias (% peso) e fórmulas estruturais representativas da plagioclase do granito de Valpaços.

Amostra	Val 2		Val 3		Val 62-2		Val 62-3		Val 62-5		Val 62-20A		Val 62-20B		Val 62-22	
	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B
					M	M		M	M	M	M	M				M
SiO ₂	62.88	66.69	65.07	64.85	66.33	67.56	64.66	66.54	64.79	67.30	64.54	66.56	64.09	64.65	68.43	67.44
TiO ₂	-	0.02	-	-	0.00	0.00	0.03	-	0.01	-	0.00	0.01	0.01	0.01	-	0.02
Al ₂ O ₃	22.67	20.10	21.04	21.13	20.01	19.17	20.69	19.73	21.54	20.07	21.05	19.86	21.95	21.26	19.95	20.55
Fe ₂ O ₃ t	-	0.04	0.01	-	0.06	-	-	0.09	0.08	0.01	0.04	0.08	0.03	-	-	0.07
MnO	-	-	0.07	0.03	0.01	-	-	0.06	0.07	0.03	-	0.08	-	-	0.02	-
MgO	-	-	0.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0.14	0.03	-	0.13	0.02	0.02	-	0.03	0.06	0.07	0.04	0.05	0.03	-	0.09	0.03
CaO	3.56	0.31	1.46	1.50	1.18	0.24	1.47	0.88	2.60	1.21	2.03	0.57	2.78	2.08	0.62	0.79
Na ₂ O	9.46	11.46	10.34	11.03	11.36	11.91	11.03	11.40	10.17	11.13	10.63	11.69	10.17	10.72	10.99	11.08
K ₂ O	0.21	0.12	0.36	0.13	0.18	0.15	0.20	0.13	0.26	0.16	0.33	0.18	0.28	0.23	0.09	0.22
P ₂ O ₅	0.24	0.46	0.60	0.52	0.38	0.40	0.74	0.46	0.32	0.42	0.45	0.51	0.22	0.48	0.02	0.38
Total	99.17	99.24	98.96	99.33	99.53	99.45	98.82	99.31	99.90	100.40	99.11	99.59	99.57	99.43	100.20	100.59
n	1	1	1	1	5	3	1	3	3	3	3	3	1	1	1	2
Número de iões na base de 32 átomos de oxigénio																
Si	11.244	11.822	11.617	11.563	11.763	11.951	11.602	11.822	11.479	11.813	11.536	11.805	11.390	11.514	11.932	11.788
Al	4.778	4.199	4.427	4.440	4.182	3.996	4.375	4.132	4.497	4.155	4.434	4.152	4.598	4.463	4.100	4.234
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ³⁺	-	0.006	0.001	-	0.003	-	-	0.005	0.007	-	0.005	0.011	0.004	-	0.004	0.006
Mn	-	-	0.003	0.001	0.000	-	-	0.002	0.003	-	-	0.001	-	-	-	-
Na	3.280	3.939	3.579	3.813	3.906	4.083	3.837	3.928	3.495	3.786	3.684	4.021	3.504	3.702	3.504	3.727
Ca	0.682	0.060	0.279	0.287	0.224	0.046	0.283	0.168	0.494	0.228	0.388	0.108	0.529	0.397	0.529	0.228
K	0.048	0.028	0.082	0.029	0.040	0.034	0.045	0.029	0.059	0.036	0.076	0.042	0.064	0.052	0.021	0.050
%Ab	82	98	91	92	94	98	92	95	86	94	89	96	86	89	96	95
%An	17	1	7	7	5	1	7	4	12	6	9	3	13	10	3	4
%Or	1	1	2	1	1	1	1	1	1	1	2	1	2	1	1	1

N- núcleo; B- bordo; M- média; - não encontrado; n- número de análises.

5.4.1.3- P₂O₅ nos feldspatos

Os feldspatos do granito de Valpaços incorporam fósforo na sua estrutura cristalina (Tabelas 5.8 e 5.10), sendo os teores médios de P₂O₅ do feldspato potássico (1.04%) superiores ao da plagioclase (0.92%), o que está de acordo com outros autores: London (1992), Neiva (1998), Antunes (2006) e Teixeira (2008).

O teor de P₂O₅ do feldspato potássico não está dependente do seu teor de K, nem o teor de P₂O₅ da plagioclase está relacionado com o seu teor de Na (Tabela 5.8, Tabela 5.10), o que está de acordo com o descrito por Neiva (1998), mas dependerá do teor de P₂O₅ no magma (London, 1992; Bea et al., 1994). De acordo com Bea et al. (1994), London (1992) e Neiva (1998), as variações regulares de teor de P₂O₅ dos feldspatos podem ocorrer em granitos peraluminosos ricos em fósforo (com excesso de P₂O₅ sobre CaO para formar apatite), uma vez que o feldspato potássico e a plagioclase se tornam nos principais silicatos portadores de fósforo e que esse valor aumentaria com a diferenciação. O granito apresenta apatite normativa (Tabela 5.2) e não apresenta variações regulares no teor de P₂O₅ dos seus feldspatos.

O coeficiente de distribuição empírica D[P] Kf/Pl entre o feldspato potássico e a plagioclase varia entre 0.63 a 1.9 (Tabela 5.11). Em feldspatos naturais próximos dos membros terminais Or e Ab, tal como ocorre para a maioria das amostras do granito de Valpaços, este coeficiente deverá ser próximo de 1.2 para o par feldspato potássico/plagioclase em equilíbrio (London et al., 1999).

Tabela 5.11- Resumo dos teores de P₂O₅ (% peso) dos feldspatos do granito de Valpaços.

	Feldspato potássico			Plagioclase			D[P] Kf/Pl
	mínimo	máximo	M	mínimo	máximo	M	
Val 1		0.24	0.24	0.24	0.46	0.35	0.67
Val 2		0.37	0.37	-	-	-	-
Val 3	0.31	0.40	0.35	0.52	0.60	0.56	0.63
Val 62-2	0.26	0.81	0.39	0.25	0.65	0.45	0.86
Val 62-3	0.28	0.58	0.46	0.29	0.74	0.52	0.89
Val 62-5	0.27	0.77	0.48	0.24	0.49	0.36	1.33
Val 62-20A	0.38	0.56	0.49	0.02	0.92	0.47	1.04
Val 62-20B	0.27	0.27	0.40	0.22	0.48	0.35	1.13
Val 62-21	0.29	0.37	0.34	-	-	-	-
Val 62-22	0.24	1.04	0.72	0.02	0.73	0.38	1.90

Dentro do granito, verifica-se equilíbrio nos pares feldspato potássico/ plagioclase das amostras Val 62-5, Val 62-20A, Val 62-20B, respetivamente com $D[P] \text{ Kf/Pl} = 1.33, 1.04, 1.13$. No entanto, também se verificam amostras com coeficiente empírico $D[P] \text{ Kf/Pl}$ inferiores a 1, o que segundo London (1992) indica que o feldspato potássico se formou e atingiu o equilíbrio em condições sub-solidus. No entanto, estes valores baixos do coeficiente empírico podem refletir a cristalização contínua da albite a partir do magma.

5.4.2- Micas

5.4.2.1- Biotite

Os valores médios da composição química da biotite do granito de Valpaços, bem como as fórmulas estruturais calculadas na base dos 22 oxigénios, são apresentados nas Tabelas 5.12 e 5.13, respetivamente, e Anexo IV. As análises químicas e as fórmulas estruturais das biotites das várias amostras analisadas são apresentadas no Anexo II.

Na ausência da determinação de Fe^{3+} por análise à microsonda eletrónica, determinou-se por estimativa o Fe^{3+} e Fe^{2+} segundo o método de Bruijn et al. (1983).

A projeção das biotites do granito Valpaços, no diagrama $\text{Mg} - (\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti}) - (\text{Fe}^{2+} + \text{Mn})$ de Foster (1960), permite classificá-las como biotites ferríferas, com Mg:Fe inferior à unidade (Fig. 5.26) e $\text{XMg\#} = 100\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}_\text{T}) < 39.50$ (Anexo IV).

Tabela 5.12- Análises químicas (% peso) médias das biotites do granito de Valpaços.

Amostra	Val 3	Val 48-3	Val 62-2		Val 62-3		Val 62-16		Val 62-18		Val 62-20A		Val 62-20B		Val 62-21		Val 62-22		
		M	σ	M	σ	M	σ	M	σ	M	σ	M	σ	M	σ	M	σ	M	σ
SiO ₂	35.35	35.11	0.05	35.10	0.26	34.65	0.32	34.79	0.21	34.63	0.15	34.87	0.35	35.07	0.33	35.27	0.21	35.53	0.27
TiO ₂	2.51	2.76	0.47	2.78	0.31	3.14	0.23	2.01	0.40	1.82	0.16	2.37	0.26	2.54	0.62	2.36	0.29	2.49	0.15
Al ₂ O ₃	20.44	19.72	0.27	18.84	0.26	18.65	0.37	20.15	0.17	19.35	0.20	19.42	0.20	19.96	0.36	18.95	0.32	19.17	0.23
Cr ₂ O ₃	-	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	-	-	0.00	0.01	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.01
FeO	20.06	21.03	0.52	21.90	0.27	21.84	0.87	22.17	0.90	21.76	0.62	22.71	0.50	21.08	0.44	21.15	0.17	22.68	0.13
Fe ₂ O ₃	0.80	0.82	0.10	1.18	0.15	1.03	0.20	1.22	0.21	1.36	0.10	1.17	0.15	0.90	0.29	1.20	0.09	1.24	0.12
MnO	0.03	0.24	0.10	0.19	0.03	0.19	0.07	0.09	0.03	0.24	0.08	0.24	0.10	0.13	0.07	0.17	0.10	0.19	0.02
MgO	6.80	7.57	0.14	7.11	0.23	6.72	0.14	6.77	0.32	7.00	0.29	5.85	0.16	7.19	0.42	7.66	0.15	5.98	0.19
CaO	0.09	-	0.01	-	-	0.01	0.01	-	-	0.01	0.01	-	-	0.02	0.02	-	-	-	-
Na ₂ O	0.15	0.11	0.01	0.11	0.05	0.07	0.02	0.10	0.04	0.07	0.02	0.07	0.03	0.10	0.02	0.07	0.01	0.04	0.02
K ₂ O	8.73	9.30	0.05	9.23	0.11	9.28	0.14	9.09	0.16	9.35	0.16	9.34	0.10	9.10	0.23	9.24	0.09	8.96	0.08
Total	94.16	95.88	0.62	95.27	0.40	94.56	1.18	95.17	0.32	94.21	0.74	94.87	0.44	95.22	0.83	94.89	0.38	96.08	0.27
n	1	3		6		6		4		8		6		6		4		3	

Fe₂O₃ e FeO foram estimados a partir do FeOt obtido na microsonda eletrónica, através do método de Bruyín et al. (1983)

M- média; σ - desvio padrão; - não encontrado; n- número de análises.

Tabela 5.13- Fórmulas estruturais das composições químicas médias das biotites do granito de Valpaços, correspondentes às análises da tabela 5.7.

Amostra	Val 3		Val 48-3		Val 62-2		Val 62-3		Val 62-16		Val 62-18		Val 62-20A		Val 62-20B		Val 62-21		Val 62-22	
	M	σ	M	σ	M	σ	M	σ	M	σ	M	σ	M	σ	M	σ	M	σ	M	σ
Número de iões na base de 22 átomos de oxigénio																				
Si	5.391	5.354	0.007	5.352	0.040	5.284	0.048	5.306	0.032	5.281	0.023	5.317	0.053	5.348	0.051	5.379	0.032	5.418	0.040	
Al ^{IV}	2.609	2.646	0.007	2.648	0.040	2.716	0.048	2.694	0.032	2.719	0.023	2.683	0.053	2.652	0.051	2.621	0.032	2.582	0.040	
Σ	8	8		8		8		8		8		8		8		8		8	0	
Al ^{VI}	1.065	0.899	0.054	0.738	0.068	0.635	0.103	0.927	0.039	0.758	0.055	0.808	0.085	0.935	0.104	0.785	0.067	0.864	0.048	
Ti	0.288	0.317	0.054	0.319	0.036	0.360	0.026	0.231	0.045	0.208	0.018	0.272	0.030	0.292	0.071	0.270	0.033	0.286	0.017	
Cr	-	0.004	0.003	0.002	0.003	0.002	0.002	0.001	0.001	-	-	0.001	0.001	0.003	0.005	0.003	0.004	0.004	0.001	
Fe ²⁺	2.558	2.682	0.066	2.793	0.034	2.785	0.111	2.827	0.115	2.775	0.079	2.896	0.064	2.688	0.056	2.697	0.022	2.892	0.016	
Fe ³⁺	0.092	0.094	0.012	0.136	0.017	0.118	0.023	0.140	0.024	0.156	0.011	0.135	0.017	0.103	0.034	0.137	0.010	0.142	0.014	
Mn	0.004	0.031	0.012	0.025	0.004	0.025	0.009	0.012	0.003	0.031	0.010	0.031	0.013	0.017	0.009	0.022	0.014	0.024	0.003	
Mg	1.546	1.721	0.032	1.615	0.053	1.527	0.031	1.538	0.073	1.591	0.066	1.329	0.036	1.634	0.096	1.742	0.035	1.360	0.043	
Ca	0.014	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.002	-	-	0.001	0.002	-	-	0.003	0.003	-	-	-	0.001	
Na	0.044	0.033	0.004	0.033	0.015	0.021	0.007	0.028	0.011	0.019	0.006	0.022	0.008	0.029	0.005	0.021	0.003	0.004	0.006	
K	1.698	1.809	0.010	1.796	0.022	1.806	0.027	1.769	0.031	1.818	0.032	1.817	0.020	1.771	0.045	1.797	0.018	1.744	0.015	
Σ	7.310	7.591	0.044	7.457	0.067	7.279	0.159	7.473	0.034	7.358	0.107	7.310	0.090	7.476	0.080	7.473	0.082	7.320	0.043	
Total	15.310	15.591	0.044	15.457	0.067	15.279	0.159	15.473	0.034	15.358	0.107	15.310	0.090	15.476	0.080	15.473	0.082	15.320	0.043	
XFe	0.623	0.609	0.010	0.634	0.010	0.646	0.010	0.647	0.019	0.636	0.015	0.685	0.009	0.622	0.018	0.608	0.005	0.680	0.008	
Fe _t	2.650	2.776	0.067	2.929	0.039	2.903	0.124	2.967	0.137	2.930	0.085	3.031	0.079	2.791	0.051	2.834	0.023	3.034	0.018	
n	1	3		6		6		4		8		6		6		4		3		

M- média; σ- desvio padrão; - não encontrado; n- número de análises.

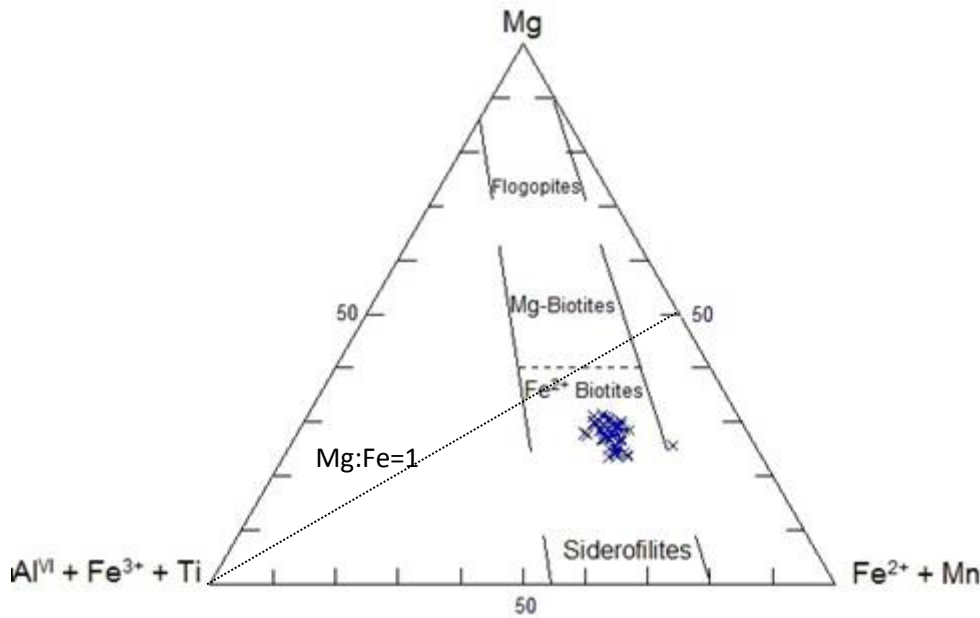


Fig. 5.26- Representação da biotite do granito de Valpaços (x) no diagrama triangular Mg – (Al^{VI} + Fe³⁺ + Ti) – (Fe²⁺ + Mn) de Foster (1960).

De um modo simples e apenas com as variações de Fe, Mg e Al, Deer et al. (1992) propõem a classificação da composição da biotite através de um diagrama Al^{IV} versus Mg/(Mg + Fe_t) (Fig. 5.27). A biotite analisada foi projetada e apresenta valores de Mg/(Mg + Fe_t) compreendidos de 0.30 a 0.40 e de Al^{IV} 2.55 a 2.80, pelo que se projeta no campo das biotites comuns.

A análise dos diagramas de Foster (1960) (Fig. 5.26) e de Deer et al. (1992) (Fig. 5.27), revela que as biotites do granito de Valpaços situam-se no domínio das biotites aluminosas e ricas em Fe²⁺.

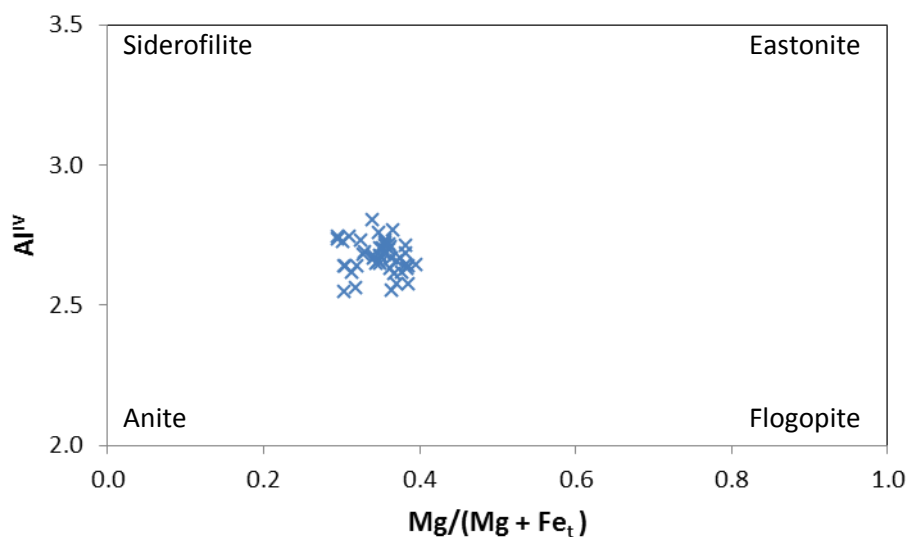


Fig. 5.27- Projeção da biotite do granito de Valpaços (x) no diagrama composicional Al^{IV} versus Mg/(Mg + Fe_t) de Deer et al. (1992).

Com recurso ao diagrama $\text{MgO-FeOt-Al}_2\text{O}_3$ de Nockolds (1947), a biotite projeta-se em dois campos, em torno da linha divisória dos campos I e II (Fig. 5.28), correspondentes aos domínios da biotite coexistente com moscovite e biotite não coexistente com outros minerais máficos, o que está de acordo com as observações petrográficas.

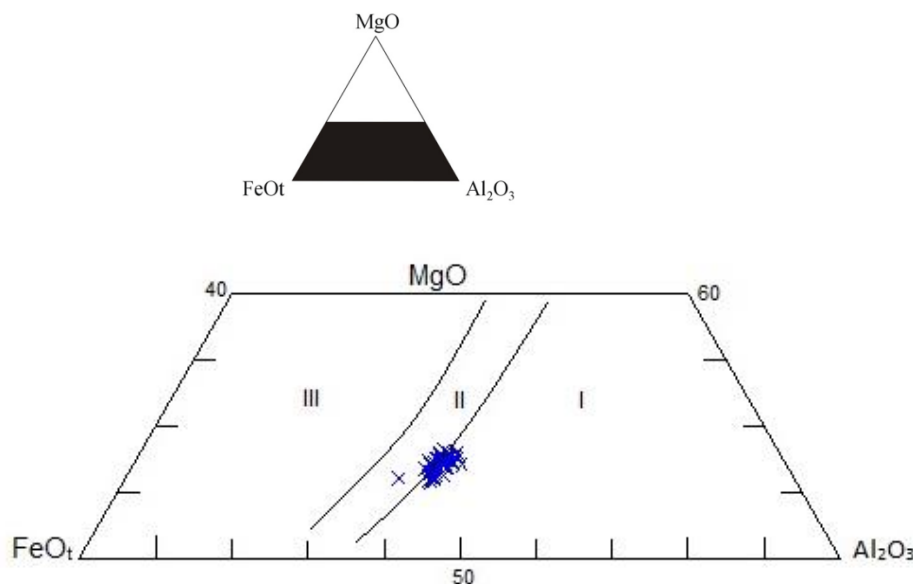


Fig. 5.28- Projeção da biotite do granito de Valpaços (x) no diagrama $\text{MgO - FeOt - Al}_2\text{O}_3$ de Nockolds (1947). Campos da biotite: I- coexistente com moscovite; II- não coexistente com outros minerais máficos; III- coexistente com piroxena e anfíbola.

Os diagramas de variação dos catiões em posição octaédrica, estão representados na Fig. 5.29.

Os teores de Al^{VI} estão compreendidos entre 0.52 e 1.13 e os teores de Mn são baixos, variando de 0.004 a 0.06. O número total de catiões em posição octaédrica (Y^{VI}) está compreendido entre 4.91 e 5.58, indicando um desvio estrutural no sentido dioctaédrico.

Da análise dos diagramas é possível verificar um comportamento evolutivo, onde a evolução interna é marcada por um ligeiro aumento de Fe_t a par do aumento de Al^{IV} e decréscimo de Al^{VI} e do grau de ocupação octaédrica a par da diminuição de Al^{IV} . No que diz respeito ao parâmetro XFe ($\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$), a sua variação é muito reduzida, o que tratando-se de um parâmetro de diferenciação demonstra a inexistência de variabilidade composicional indicadora de uma tendência evolutiva interna.

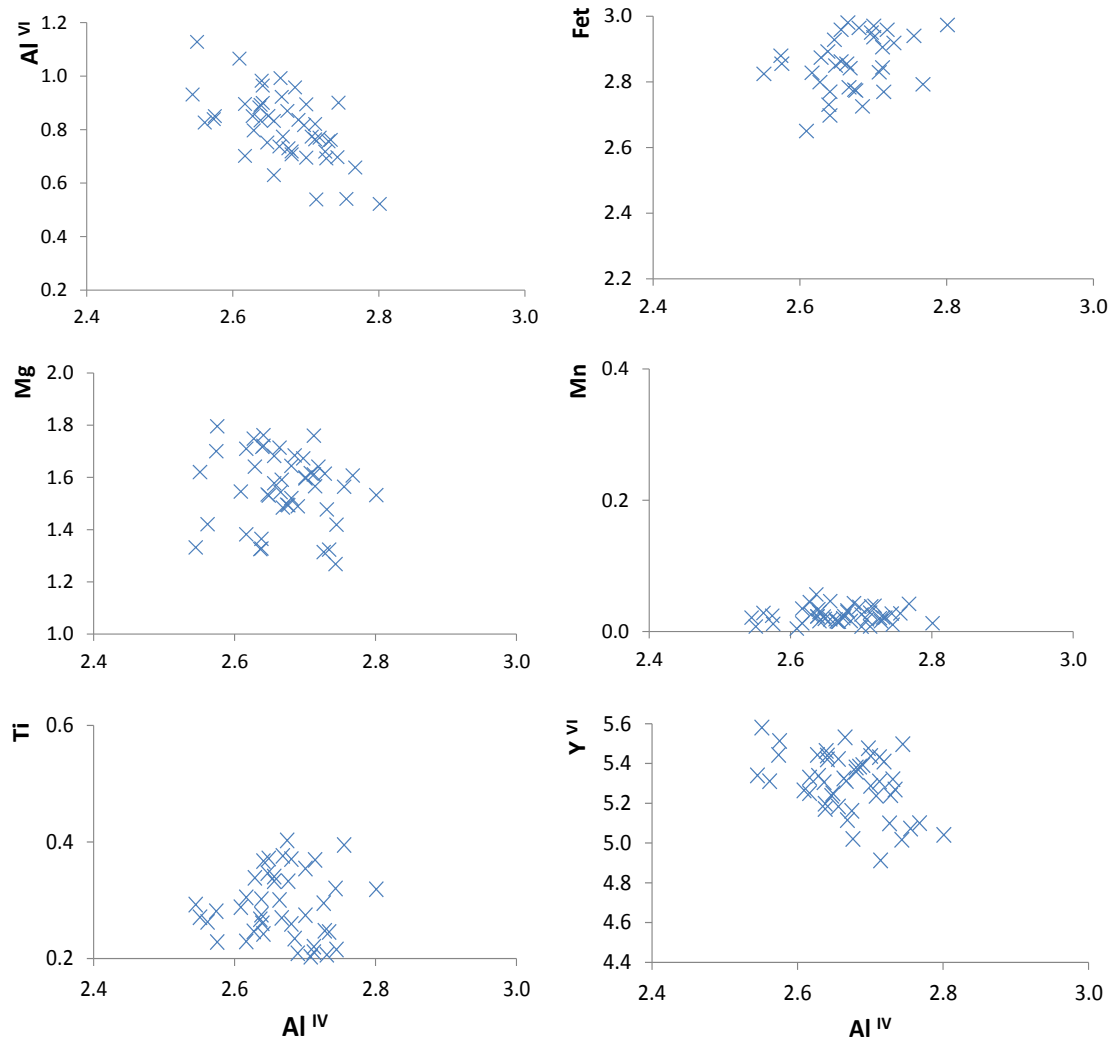


Fig. 5.29- Diagramas de variação na camada octaédrica em função de Al^{IV} das biotites do granito de Valpaços (x). Y^{VI} representa o número total de catiões octaédricos.

Segundo Monier (1985), estas biotites são ferríferas, como já verificado no diagrama $Mg - (Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti) - (Fe^{2+} + Mn)$ (Foster, 1960) (Fig. 5.26), pois apresentam teores de X_{Fe} compreendidos entre 0.61 e 0.71 (Fig. 5.30), ou seja, $X_{Fe} > 0.5$, sendo ainda aluminosas, com teores de Al^{VI} compreendidos entre 0.52 e 1.13. Ainda de acordo com este autor, X_{Fe} controla relativamente o carácter aluminoso das biotites, sendo que biotites com X_{Fe} elevado, são em regra mais aluminosas e as que apresentam maior número de lacunas na camada octaédrica.

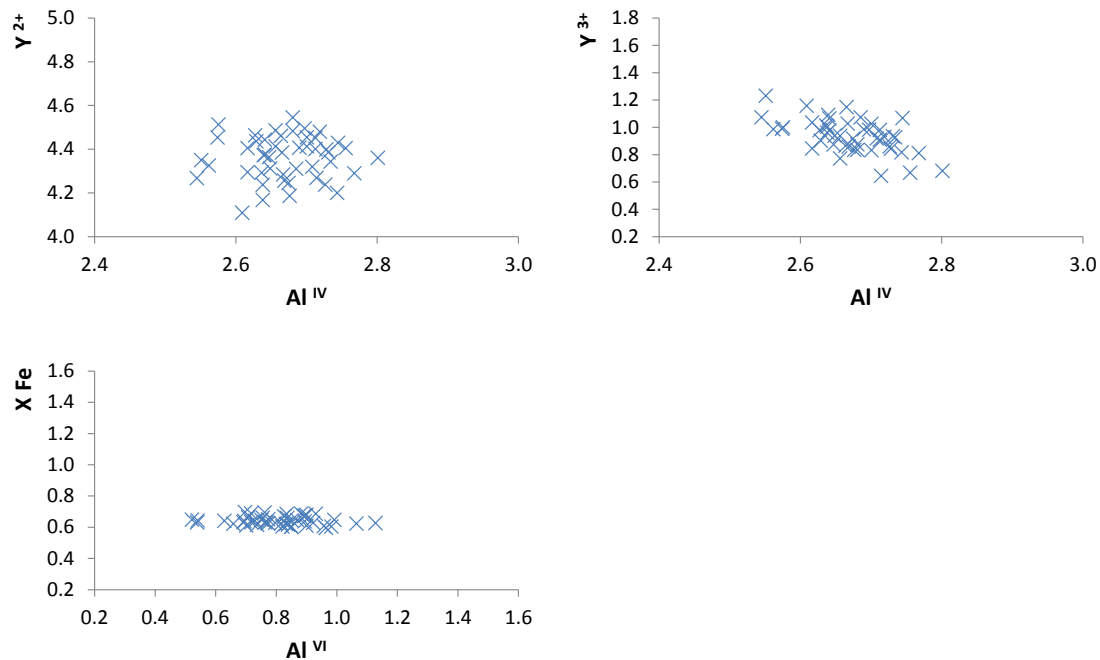


Fig. 5.30- Representação da composição das biotites do granito de Valpaços (x), nos diagramas $Y_{3+} = Al^{IV} + Fe^{3+}$ e $Y_{2+} = Fe^{2+} + Mg + Mn$ em função de Al^{IV} e $X_{Fe} = Fe / (Fe + Mg)$ em função de Al^{IV} . Fe^{2+} e Fe^{3+} estimados em função da equação de Bruyin et al. (1983).

Ainda através de um diagrama $MgO-FeO_t-Al_2O_3$, Gokhale (1968) (Fig. 5.31), definiu campos para discriminação da origem magmática ou metamórfico-metassomática da biotite, baseados no estudo de granitos. Projetando as amostras em estudo, é possível determinar uma origem completamente magmática para este mineral. Resultados semelhantes foram também obtidos por outros autores em granitos portugueses como Gomes (1996), Gomes e Neiva (2005), Antunes (2006) e Teixeira (2008).

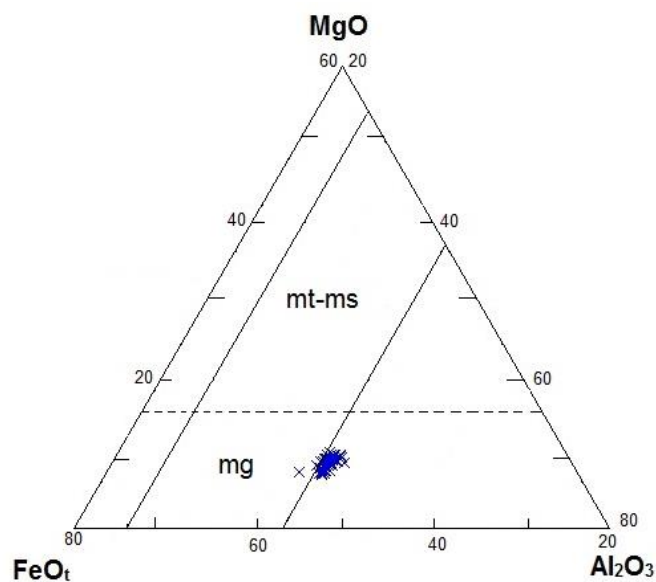


Fig. 5.31- Projeção da biotite do granito de Valpaços (x) no diagrama $MgO-FeO_t-Al_2O_3$ de Gokhale (1968). mt-ms- biotite das rochas metamórfico-metassomáticas; mg. Biotite das rochas magmáticas

A biotite é considerada um bom indicador das condições de formação da rocha em que se insere, sendo o mineral que mais reflete a composição do magma a partir do qual cristaliza (Nachit et al., 1985; Abdel-Rahman, 1994). A biotite de granito de Valpaços é característica das séries alumino-potássicas, no diagrama $Mg- Al^{IV}+Al^{VI}$ de Nachit et al. (1985) (Fig 5.32). A distribuição das amostras concentra-se maioritariamente no campo da biotite + cordierite, estando poucas amostras no campo da biotite + moscovite. Apesar de se verificar esta tendência, não foi encontrada cordierite em nenhuma das amostras, mas existe uma contribuição de outros aluminossilicatos, como a silimanite e a andaluzite e ainda o elevado teor em Mg que as biotites apresentam, que no conjunto levam à projeção das amostras no campo da biotite + cordierite. Villaseca e Barbero (1994) utilizaram este diagrama para distinguir a biotite de granitos peraluminosos do tipo S e I, sendo que amostras pertencentes às séries alumino-potássicas, pertencem ao tipo S, enquanto as amostras que se projetam no campo das séries calco-alcalinas pertencem ao tipo I. Deste modo, considera-se que toda a biotite do granito de Valpaços é típica de granitos peraluminosos do tipo S.

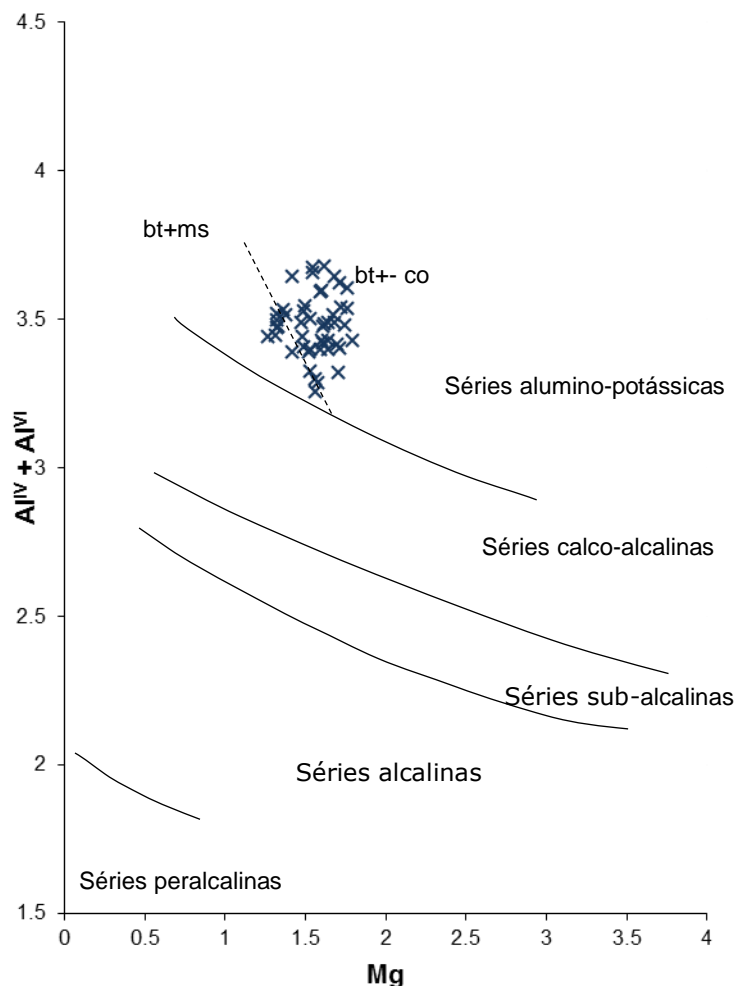


Fig. 5.32- Projeção da biotite do granito de Valpaços (x) no diagrama $Mg- Al^{IV}+Al^{VI}$, de Nachit et al. (1985).

Os diagramas definidos por Abdel-Rahman (1994) (Fig. 5.33) permitem distinguir as biotites como pertencente a séries alcalinas anorogénicas, ou a séries calco-alcalinas, ou ainda pertencente a séries peraluminosas incluindo os granitos do tipo S. Da projeção das amostras estudadas, verifica-se que estas enquadram-se na série peraluminosa do tipo S, o que está de acordo com a definição de Villaseca e Barbero (1994).

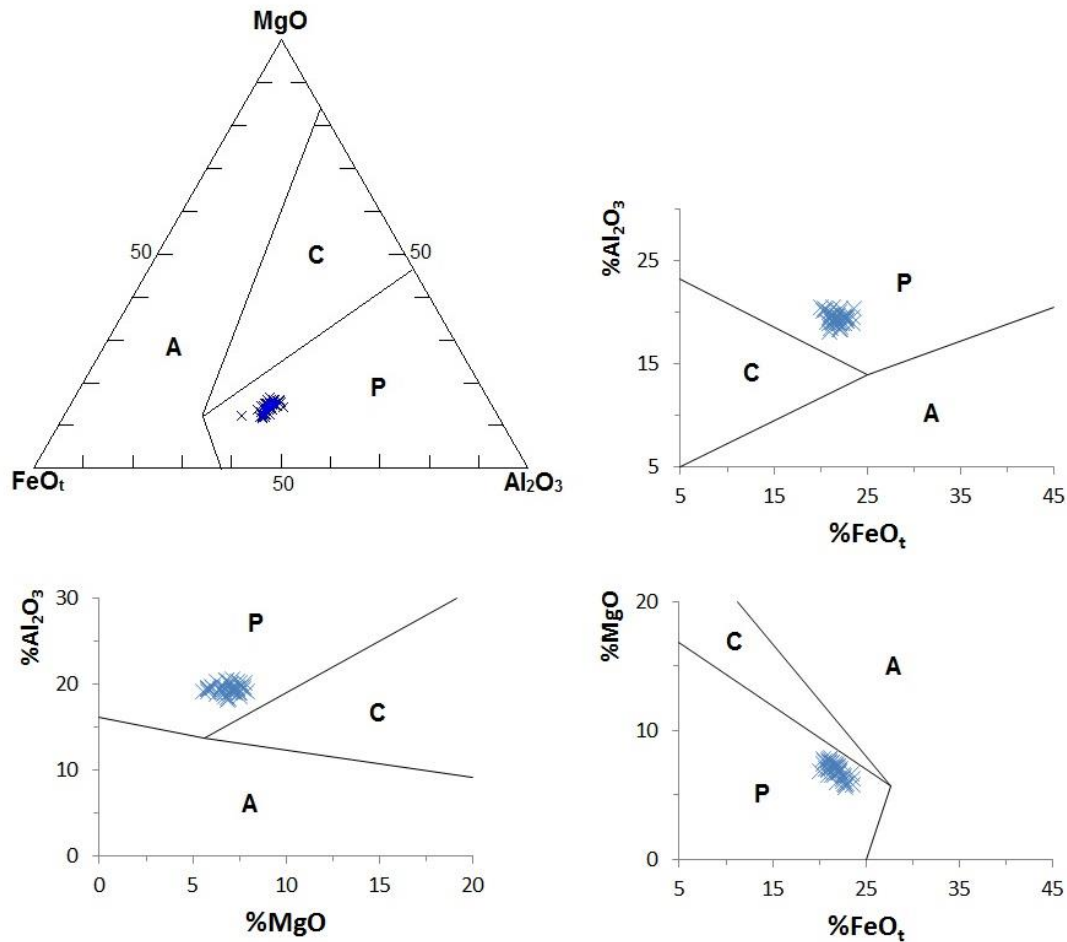


Fig. 5.33- Projeção da biotite do granito de Valpaços (x) nos diagramas de Abdel-Rahman (1994). A- biotites de séries alcalinas anorogénicas; C- séries calco alcalinas orogénicas; P- séries peraluminosas, incluindo granitos do tipo S.

5.4.2.2- Moscovite

Os valores médios e desvios padrão das composições químicas e fórmulas estruturais da moscovite primária e secundária do granito de Valpaços, calculadas na base dos 22 oxigénios, são apresentados nas Tabelas 5.14 e 5.15 respetivamente e no Anexo V.

Tabela 5.14- Média e desvio padrão das análises químicas médias (%peso) e fórmulas estruturais da moscovite primária do granito de Valpaços.

Granito Valpaços																
Amostra	Val 1		Val 2		Val 62-2		Val 62-3		Val 62-5		Val 62-20A		Val 62-21		Val 62-22	
	M	σ	M	M	σ	M	σ	M	σ	M	M	σ	M	σ		
SiO ₂	45.54	0.23	45.91	45.81	0.37	45.84	0.34	46.71	0.45	45.88	46.14	0.44	46.84	0.34		
TiO ₂	0.42	0.27	0.45	0.51	0.08	0.40	0.08	0.33	0.17	0.27	0.40	0.16	0.44	0.12		
Al ₂ O ₃	35.20	0.59	35.45	34.92	0.23	35.75	0.33	35.06	0.59	35.97	35.19	0.72	36.36	0.72		
FeO	1.21	0.13	1.09	0.97	0.13	0.92	0.15	0.92	0.29	0.91	1.05	0.12	1.16	0.07		
MnO	0.05	0.04	-	0.02	0.01	0.08	0.06	0.05	0.01	0.09	0.02	-	0.04	0.03		
MgO	0.60	0.13	0.61	0.55	0.03	0.54	0.03	0.50	0.19	0.51	0.59	0.10	0.55	0.01		
CaO	0.05	0.01	-	-	-	0.03	-	-	-	0.01	0.01	-	0.04	0.04		
Na ₂ O	0.88	0.06	0.74	0.60	0.10	0.51	0.09	0.42	0.05	0.46	0.70	0.13	0.51	0.17		
K ₂ O	9.75	0.25	10.14	10.33	0.21	10.51	0.19	9.87	0.51	10.28	10.11	0.08	10.09	0.36		
F	0.09	0.03	0.09	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.07	0.03		
Total	93.81	0.25	94.41	93.71	0.17	94.53	0.35	93.83	0.93	94.37	94.21	0.90	96.04	1.05		
n	3		2	3		6		4		2	4		4			

Número de iões na base de 22 átomos de oxigénio														
Si	6.398	0.032	6.449	6.435	0.052	6.439	0.048	6.562	0.063	6.445	6.482	0.061	6.580	0.048
Al ^{IV}	1.602	0.032	1.551	1.565	0.052	1.561	0.048	1.438	0.063	1.555	1.518	0.061	1.420	0.048
Al ^{VI}	4.225	0.095	4.317	4.216	0.026	4.359	0.065	4.367	0.120	4.400	4.308	0.177	4.599	0.165
Ti	0.044	0.029	0.047	0.054	0.009	0.042	0.008	0.034	0.018	0.029	0.042	0.017	0.047	0.012
Cr	0.004	0.001	-	-	-	0.002	0.002	-	-	-	0.002	0.001	0.001	0.002
Fe ²⁺	0.143	0.015	0.128	0.114	0.016	0.108	0.017	0.108	0.034	0.107	0.124	0.014	0.136	0.008
Mn	0.005	0.005	-	0.003	0.002	0.005	0.007	0.003	0.003	0.011	-	0.001	0.004	0.004
Mg	0.126	0.027	0.127	0.115	0.007	0.113	0.006	0.104	0.040	0.108	0.124	0.020	0.116	0.002
Σy	4.548	0.045	4.620	4.501	0.018	4.628	0.075	4.616	0.097	4.654	4.600	0.159	4.902	0.169
Ca	0.005	0.004	-	0.001	-	0.001	0.002	-	-	0.001	0.001	0.001	0.003	0.005
Na	0.241	0.017	0.201	0.164	0.027	0.140	0.023	0.114	0.013	0.126	0.191	0.035	0.139	0.047
K	1.747	0.045	1.816	1.851	0.038	1.883	0.034	1.769	0.091	1.841	1.812	0.015	1.809	0.065
ΣX	4.623	2.314	5.994	5.863	0.038	5.960	0.056	5.840	0.141	5.932	5.964	0.123	6.154	0.141
%mol.P	12.127	0.913	9.985	8.143	1.360	6.901	1.139	6.073	0.578	0.400	9.495	1.526	7.147	2.452
%mol.C	19.899	1.618	22.439	21.748	2.577	21.971	2.389	28.111	3.163	22.263	24.107	3.060	28.989	2.399

M- média; σ - desvio padrão; - não encontrado; n- número de análises;

%mol.P- %molécula paragonítica=100Na/(Na+K); %mol. C- %molécula celadonítica=100Si-6/2.

Tabela 5.15- Média e desvio padrão das análises químicas médias (%peso) e fórmulas estruturais da moscovite secundária, do granito de Valpaços.

Amostra	Granito Valpaços					
	Val 1	Val 3	Val 62-2		Val 62-22	
	M		M	σ	M	σ
SiO ₂	45.60	45.59	46.24	0.47	47.04	0.21
TiO ₂	0.22	0.22	0.16	0.04	0.07	0.08
Al ₂ O ₃	35.17	35.78	35.88	0.54	37.04	0.18
FeO	1.30	0.80	1.11	0.27	1.17	0.07
MnO	0.09	0.01	0.05	0.01	0.08	0.03
MgO	0.68	0.49	0.65	0.10	0.55	0.13
CaO	0.04	0.02	-	-	0.02	0.01
Na ₂ O	0.63	0.51	0.56	0.10	0.51	0.06
K ₂ O	10.31	10.35	10.33	0.20	10.13	0.28
F	0.12	0.05	-	-	0.03	0.03
Total	94.09	93.81	94.91	0.53	96.61	0.36
n	2	1	4		4	

Número de iões na base de 22 átomos de oxigénio						
Si	6.405	6.405	6.496	0.066	6.608	0.029
Al ^{IV}	1.595	1.595	1.504	0.066	1.392	0.029
Al ^{VI}	4.228	4.329	4.437	0.145	4.740	0.031
Ti	0.023	0.023	0.009	0.010	0.005	0.008
Cr	-	-	0.002	0.002	0.001	0.001
Fe ²⁺	0.153	0.094	0.130	0.032	0.138	0.008
Mn	0.005	0.001	0.005	0.003	0.010	0.004
Mg	0.143	0.103	0.136	0.020	0.114	0.028
Σy	4.552	4.550	4.718	0.108	5.008	0.059
Ca	0.003	0.003	-	-	0.001	0.002
Na	0.173	0.138	0.153	0.029	0.139	0.018
K	1.848	1.855	1.851	0.036	1.815	0.050
ΣX	5.937	5.866	6.053	0.062	6.259	0.062
%mol.P	8.543	6.943	7.625	1.316	7.119	0.988
%mol.C	20.262	20.226	24.792	3.286	30.411	1.464

M- média; σ - desvio padrão; - não encontrado; n- número de análises;

%mol.P- %molécula paragonítica=100Na/(Na+K); %mol.C- %molécula celadonítica=100Si-6/2.

As moscovites primárias ocorrem sob a forma de cristais tabulares hipidiomórficos, bem desenvolvidos, isolados, em pequenos agregados ou intercrescida com biotite. As moscovites secundárias distinguem-se das anteriores por se apresentarem sob a forma de pequenos cristais a substituir os feldspatos.

As moscovites secundárias apresentam valores mais elevados de Si, valor máximo de 47.04 % e valores menos elevados de Ti e Na, valores mínimos de 0.07% e 0.51% respetivamente, comparativamente às moscovites primárias coexistentes (Tabelas 5.14 e 5.15), estando em concordância com os critérios de Miller et al. (1981) e Monier et al. (1984) para a distinção química entre moscovite primária e secundária.

O grau de substituição fengítica e paragonítica pode ser avaliado através do diagrama %mol. Paragonite *versus* % mol. Celadonite de Miller et al. (1981) (Fig. 5.34), no qual se pode verificar pouca substituição paragonítica comparativamente a uma intensa substituição celadonítica.

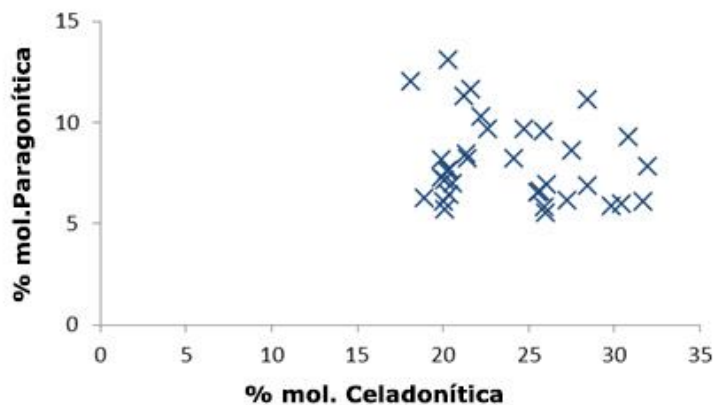


Fig. 5.34- Projeção da moscovite do granito de Valpaços (x), no diagrama de percentagem de molécula paragonítica e celadonítica Mg-Ti-Na de Miller et al., (1981).

Através do diagrama triangular de discriminação química Mg-Ti-Na de Miller et al. (1981), faz-se a distinção química das moscovites primárias e secundárias (Fig. 5.35). A moscovite primária (P) é mais rica em Ti do que a moscovite secundária (S). Na maioria, as moscovites representam-se cada qual no seu campo (P e S). No entanto algumas amostras de moscovite secundária projetam-se no campo na moscovite primária, bem como amostras de moscovite primária ultrapassam o limite superior do respetivo campo, devido à sua maior riqueza em Ti. Estes desvios, sugerem que os critérios de natureza química definidos para identificar cristais de origem pós-magmática, nas rochas graníticas, como o empobrecimento em Ti, Al e Na e

enriquecimento em Si e Mg (Miller et al., 1981) não podem ser estabelecidos de todo no granito de Valpaços.

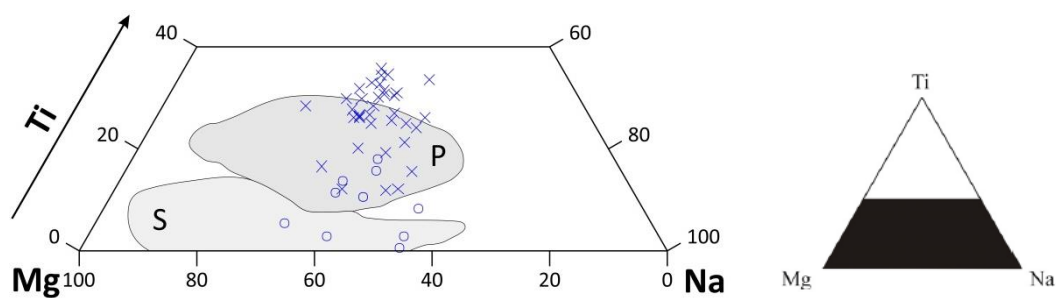


Fig. 5.35- Projeção da moscovite: primária(x) e secundária (o) do granito de Valpaços, no diagrama Mg-Ti-Na de Miller et al., (1981). Campos: P- moscovite primária; S- moscovite secundária.

6- Discussão e conclusões

Com base na variabilidade de características geológicas, texturais, mineralógicas, geoquímicas e até de relações de campo, vários autores propuseram, ao longo dos anos, esquemas de classificação de rochas granitoides, tendo todas como objetivo o estabelecimento de uma tipologia com informação genética. Barbarin (1990) resumizou algumas das classificações usadas para: petrografia (Capdevila e Floor, 1970; Capdevila et al., 1973), geoquímica de elementos maiores (Chappell e White, 1974; Barbarin, 1990; Debon e Le Fort, 1983, 1988; La Roche et al., 1980), geoquímica de elementos traço (Pearce et al., 1984), minerais opacos (Ishihara, 1977, 2004), mineralógicos e geoquímicos (Chappell e White, 1974; Barbarin, 1990), composição da biotite (Nachit et al., 1985, 2005; Abdel- Rahman, 1994) e ambiente tectónico (Pitcher, 1983, 1987; Castro et al., 1991b) entre outros aspetos.

Barbarin (1990, 1999) comparou assim as diversas classificações petrogenéticas e com base em características petrográficas, mineralógicas e geoquímicas, sugeriu uma sub-divisão simplificada, dos granitoides em: crustais, mistos e mantélicos. Os granitos crustais compreenderiam a todos os tipos de granitos peraluminosos, os granitos mantélicos englobariam os granitos toleíticos, alcalinos e peralcalinos, e por fim, os granitos mistos seriam todos os tipos de granitos calco-alcalinos que envolvem materiais da crosta e do manto (Barbarin, 1990, 1999).

Vários estudos desenvolvidos em granitoides hercínicos revelaram que a génese destas rochas resulta de processos geológicos complexos, como a fusão da crosta ou processos de mistura com fusão e mistura de componentes crustais com metassedimentos ou a hibridização entre componentes crustais e mantélicos (Capdevilla et al., 1973; Pecaut et al., 1988; Pin e Duthou, 1990; Turpin et al., 1990; 1991; Castro et al., 1991a; Zorpi et al., 1991; Barbarin e Didier, 1992; Dias e Leterrier, 1994; Neiva e Gomes, 2001)

Chappell e White (1974) definem uma classificação que divide os granitoides em tipo I e tipo S. Os granitos do tipo I resultam da fusão parcial de rochas ígneas em níveis infracrustais, enquanto os granitos do tipo S formam-se por fusão parcial de rochas metassedimentares crustais. Assim são refletidas diferenças entre o material inicial que fundiu parcialmente, o que no entanto não reflete diferenças no mecanismo de formação do magma (Hine et al., 1978).

Didier et al. (1982) consideraram ainda a existência de granitoides C, de origem crustal, e granitoides M, de origem mantélica ou mista. Sendo que os granitoides C podem ser divididos em Cs (de fusão parcial de rochas metassedimentares) e Ci (derivados da fusão parcial de rochas ígneas), pelo que correspondem aos granitos do tipo S e I, respetivamente.

Castro et al. (1991b) propuseram uma nova classificação em granitos tipo H (híbridos) que são interpretados como o resultado da mistura de um magma félsico com um magma básico, através da intrusão de diques simplutónicos de magma máfico, numa câmara magmática félsica.

Whalen et al. (1987) definiram ainda os granitos anorogénicos do tipo A, que provêm da fusão parcial de um resíduo granulítico, enriquecido em F e Cl, que permanece na crosta após a remoção de um granito orogénico (Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987). Este magma pode apenas ser modificado ligeiramente e localmente por metassomatismo ou cristalização fracionada. Estes granitos podem ser considerados como um sub-grupo dentro dos granitos do tipo I, definidos por Chappell e White (1974).

É a natureza do protólito, a sua idade e ainda os processos evolutivos do magma que vão determinar as características mineralógicas e químicas apresentadas pelas rochas e os eventos geológicos a que estiveram submetidas.

Geralmente, no caso dos granitos tipo S os protólitos dos granitos correspondem a metagrauwaques, metapelitos, paragneisses e no caso dos granitos tipo I são ortogneisses da crosta inferior com algum contributo de material ígneo de composição básica a intermédia (Downes e Duthou, 1988; Pin e Duthou, 1990; Barbarin, 1992; Pinarelli e Rottura, 1995; Cocherie et al., 1998; Villaseca et al., 1998).

No caso de Valpaços os valores médios de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, calculados para uma idade de 300 Ma (idade não obtida, mas estimada) são: 0.7160 (variando de 0.7150 a 0.7177), e 0.7133 (variando de 0.7116 a 0.7149) para o granito de Lagoas, o que confirma a sua origem crustal.

Porém, os valores de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, encontrados para os granito de Valpaços e Lagoas são idênticos aos observados em granitos tardi a pós-tectónicos, como: Romeu, Paredes da Beira, Aguiar da Beira, Braga, Vila Pouca de Aguiar e Castelo Branco (Wallfuss, 1987; Dias e Leterrier, 1994; Beetsma, 1995; Silva, 1995; Martins, 1998; Simões, 2000; Costa, 2011; Antunes, 2006).

Os valores obtidos de ϵNd_t apresentam uma gama de valores diferentes nos granitos em estudo. Os valores mais baixos são os encontrados no granito de Lagoas, com um valor médio de -8.3, e no granito de Valpaços, um valor médio de -7.5. Estes valores

confirmam a informação sugerida através de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, no que diz respeito a uma importante contribuição crustal na génese dos seus magmas.

As composições químicas de elementos maiores também podem dar indicações sobre as características do protólito, bem como as das temperaturas de fusão em função das razões $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ e $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, respetivamente (Sylvester 1998; Jung e Pfänder, 2007; Li et al. 2016).

A razão $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ distingue fontes derivadas de rochas metapelíticas, $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} < 0.3$, de fontes de metagrauwaques ou ígneas. Os granitos de Valpaços e Lagoas têm valores baixos da relação $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$, respetivamente valores médios de 0.21 e de 0.11, implicando assim uma afinidade com magmas de origem metapelítica (Fig. 5.12). A relação $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, pode ser tida em consideração como indicador sobre a temperatura de fusão de granitoides, uma vez que a concentração de TiO_2 aumenta com o aumento da temperatura. No caso de granitoides, valores baixos da relação $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ estão relacionados com génese a mais altas temperaturas do que aqueles que têm um alto valor de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, independentemente da composição da fonte (Sylvester, 1998). Assim, esta relação sugere uma temperatura de fusão mais baixa para o granito de Lagoas (valores de 203.91 a 294.14) que para o granito de Valpaços (valores de 51.59 a 106.93) (Fig. 5.12).

O granito de Valpaços, bem como o granito de Lagoas são fortemente peraluminosos e projetam-se no campo das rochas peraluminosas, no diagrama de Maniar e Piccolli (1989), com $\text{A}/\text{CNK} > 1.19$, (Tabela 5.1, Fig.5.4), valores semelhantes são encontrados no granito de Torre de D. Chama, granito próximo ao plutão de Valpaços. De salientar os valores elevados de corindo normativo, compreendidos entre 2.68 e 4.45 para o granito de Valpaços e entre 2.27 e 3.69 no caso do granito de Lagoas e ainda de notar a presença de andaluzite no granito de Valpaços, reforçando as características de granitos do tipo S.

O comportamento dos elementos maiores, menores e traço nos diagramas de variação, permite distinguir os dois granitos, Valpaços e Lagoas, pois a distribuição das amostras não permite relacionar as duas unidades segundo uma sequência única. Também através das concentrações de terras raras e respetivos espetros, é possível confirmar a discriminação entre os dois granitos. O granito Valpaços apresenta concentrações baixas a moderadas de terras raras, $\sum\text{TR} = 49.60$ a 91.62 , com perfis enriquecidos em terras raras leves ($\sum\text{TRL} = 44.70$ a 82.73) comparativamente às terras raras pesadas ($\sum\text{TRP} = 4.52$ a 8.21) ($\text{La}/\text{Lu}_N = 21.19$ a 31.20) e anomalia negativa de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* < 0.67$) (Fig. 5.12). O granito de Lagoas apresenta concentrações mais baixas em terras raras, $\sum\text{TR} = 1.69$ a 5.83 , com perfis

empobrecidos em terras raras leves ($\Sigma\text{TRL} = 1.35$ a 4.52) comparativamente às em terras raras pesadas ($\Sigma\text{TRP} = 0.33$ a 1.24), apresentando um perfil pouco fracionado ($\text{La/LuN} = 2.0$ a 3.49) e anomalia negativa de Eu menos acentuada ($\text{Eu}/\text{Eu}^* < 0.58$).

Da análise do perfil de terras raras do granito de Lagoas, verifica-se que este não apresenta qualquer tendência para o sub-parallelismo com o granito de Valpaços, o que sugere que o granito de Lagoas, que é mais evoluído, não resulta da evolução do magma do granito de Valpaços e que os dois correspondem a dois magmas distintos geneticamente.

Ainda com os diagramas químico-mineralógicos R1-R2 de La Roche et al. (1980) (Fig.5.3), Q-F e B-F de La Roche (1964) (Fig.5.5) e A-B de Debon e Le Fort (1983) (Fig.5.6), entre outros, é sugerida a existência de uma individualidade composicional entre os dois granitos, e uma evolução interna marcada por aumento de teores de SiO_2 , Rb e Nb e diminuição de Fe_2O_3 , MgO, CaO, TiO_2 , Ba, Zr e Th.

Ambos os granitos projetam-se no campo dos granitoides sin-colisionais do diagrama R1-R2 de La Roche et al. (1980) modificado por Batchelor e Bowden (1985) (Fig.5.9). A projeção do granito de Valpaços nos diagramas geoquímicos, para o granito hipotético da crista oceânica (ORG) (Pearce et al. (1984), indica que este corresponde a granito de sin-colisional (Sin-COLG) (Fig. 5.9).

Relativamente ao quimismo dos cristais de feldspato potássico, plagioclase, biotite e moscovite, apenas foi estudado o granito de Valpaços. Deste modo, verifica-se que: a variação dos teores de Ba e Or, caracterizam uma origem magmática para os megacristais; nos cristais de plagioclase onde está marcado um zonamento pelos teores de An, este é normal, devido ao decréscimo de temperatura pelo arrefecimento do magma a par da cristalização. As biotites são ferríferas, e apresentam teores de Al e Mg compatíveis com carácter alumino-potássico deste granito, o que sugere uma participação de protólitos da crosta superior na sua génese.

A interpretação conjunta dos dados de campo mostram que o plutão de Valpaços intruiu discordantemente em metassedimentos de idade Silúrica e em granitos de duas micas sin-D₃ (Gomes e Neiva, 2005). Os estudos geocronológicos no granito de Valpaços não foram conclusivos, por motivos de ordem analítica relacionados com a qualidade das amostras/morfologia dos cristais, nomeadamente a presença de grandes núcleos restíticos e prismas magmáticos pouco desenvolvidos. Contudo, o estudo geocronológico por LA-Q-ICPMS, dum granito encaixante, o granito de Vale de

Gouvinhas, indicou uma idade de 314.8 ± 6 Ma. Uma vez que o granito de Valpaços e o granito de Lagoas, cortam o granito de Vale de Gouvinhas, é indicativo que o plutão de Valpaços é mais recente que 314.8 Ma. No entanto, os aspetos texturais, sobretudo, algumas microestruturas, indicam que o granito de Valpaços ainda sofreu alguns efeitos da fase de deformação D_3 , o que nos leva a considerá-lo como tardi a pós- D_3 com uma instalação subcontemporânea do granito de Lagoas e do granito de Valpaços, reforçado pelos contactos graduais entre estes dois granitos

As mineralizações são frequentes em granitos e podem estar associadas a fluídos hidrotermais, com capacidade de lixiviação, transporte, concentração e deposição de metais. As mineralizações podem ainda estar relacionadas com a ação metassomática de fluídos mais tardios, nos magmas já em processo de cristalização, que levam a alterações dos minerais primários (Noronha, 1988; Noronha et al., 2013), nomeadamente a albitização (com concentração de Sn) e a moscovitização e microclinização (com concentração de W), fenómenos de alteração que podem ser verificados pela petrografia. Esta especialização, é independente da existência de zonas com mineralizações e, na generalidade dos casos, está relacionada com mecanismos concentradores, como a diferenciação magmática e/ou fenómenos tardi a pós-magmáticos (Derrè et al. 1982; Noronha 1988).

Analisando os teores de Sn presentes nos dois granitos (Tabela 5.1, Fig. 5.14), podemos verificar que no granito de Valpaços, dois locais de amostragem apresentam teores mais elevados que as restantes amostras, mas é no granito de Lagoas que se verificam teores significativamente mais altos, média de 31.2 ppm, pelo que se pode considerar como um granito especializado, segundo a quantificação de concentrações definida por Derrè et al. (1982), onde esta autora sugere concentrações de 15 ppm a 300 ppm de Sn. Também Tischendorf et al. (1972) considera que para os granitos serem especializados em Sn, estes devem conter teores de 30 ± 20 ppm, o que vai de encontro aos teores encontrados para o granito de Lagoas quando comparados com os valores obtidos.

A título comparativo é possível referir quer para a Zona de Galiza Trás-os-Montes, como para Zona Centro-Ibérica, granitos especializados em Sn, como é o caso do granito de Cabeceiras de Basto, com teores de 25 a 39 ppm (Almeida, 1994), o granito de Romeu, com teores até 56 ppm (Wallfass, 1987), e ainda o granito da Argemela (Charoy e Noronha, 1996), com teores de 68 a 800 ppm, o que o lhe confere o carácter de muito especializado. Na área de Rebordelo - Bouça - Torre de D. Chama (Gomes, 1996), próxima ao plutão de Valpaços, é possível encontrar teores médios de

Sn de 26 ppm para o granito de Torre de D. Chama e teores médios mais elevados, 66 ppm, para os pequenos afloramentos de granito de grão fino a médio, moscovítico, designados por M4.

A homogeneidade do granito de Lagoas e os teores obtidos para Sn, levam a crer que o essencial da sua especialização seja de origem magmática, como acontece nos exemplos dos granitos atrás referidos.

O valor médio da suscetibilidade magnética é de $56,49 \times 10^{-6}$ SI, é indicativo de um comportamento paramagnético e que permite incluir o granito de Valpaços na série dos granitos com ilmenite (Ishihara, 1977). O comportamento paramagnético é conferido essencialmente pela presença de minerais ferromagnesianos, como as micas, sendo a biotite o mineral mais relevante. A distribuição dos valores da suscetibilidade não reflete qualquer zonamento bem marcado no plutão, contudo é possível verificar que os valores mais elevados localizam-se na periferia do lado oeste do plutão, o que indica uma maior abundância de biotite. Por outro lado, locais com suscetibilidade baixa estão associados a fenómenos de cloritização da biotite.

Os valores encontrados neste estudo, estão de acordo com valores encontrados para granitos da Zona Centro Ibérica (Sant'Ovaia *et al.*, 2013) conforme é possível verificar na Tabela 6.1. Valores de suscetibilidade magnética semelhantes aos do plutão de Valpaços encontraram-se em granitos de duas micas, nomeadamente nos granitos de Minheu, Serapicos e na fácies interna do granito de Castro Daire.

O valor médio da anisotropia paramagnética, $P^{\text{para}}\%$, é de 3%, o que está de acordo com as microestruturas observadas na petrografia (por exemplo, lamelas de deformação no quartzo; extinção ondulante nesta fase mineral e nos filossilicatos; encurvamento das clivagens e pequenos “kinks” nos cristais de moscovite). Estas microestruturas são essencialmente magmáticas, não tendo sido identificadas microestruturas indicativas de deformação numa fase sólida. Este valor de anisotropia magnética juntamente com o valor médio de suscetibilidade magnética, enquadra o plutão de Valpaços na zona dos granitos tardi-tectónicos com ilmenite, na classificação de Sant'Ovaia & Noronha (2005) (Fig. 4.21).

Os elipsoides de ASM são na sua maioria achatados, o que está de acordo com a contribuição da organização planar dos planos de clivagem da biotite e com a tendência sub-horizontal das foliações magnéticas (Benn 1994; Lennox 2016).

O “fabric” magnético é definido pela foliação e pela lineação magnética, sendo que neste plutão, este “fabric” foi adquirido num estágio magmático, antes da cristalização do magma. Assim, o “fabric” magnético materializa o fluxo magmático.

As lineações magnéticas registam a direção de estiramento do magma durante a instalação (Paterson et al., 1989). O mapa estrutural das lineações magnéticas (Fig. 4.20) indica uma orientação média para as lineações segundo a direção ESE-WNW. No entanto, parece haver uma ligeira tendência para as lineações rodarem, seguindo o contorno do plutão no seu limite SW. A direção média é de N108° e a inclinação fraca (média de 5°), sendo que na sua maioria têm inclinação inferior a 24°. As lineações estão inteiramente relacionadas com a direção do eixo de zona dos planos de clivagem da biotite e materializam a direção do fluxo magmático.

O mapa estrutural das foliações magnéticas (Fig. 4.21) indica que as foliações, globalmente, apresentam inclinações fracas (inclinação média de 29°) e apresentam uma direção média de E-W (N89°). São inclinadas para o exterior do plutão, estando localmente, dispostas concentricamente na zona central. Nas estações de amostragem próximas dos limites do plutão, é possível observarem-se foliações que inclinam para o interior do plutão, o que pode mostrar a influência do muro do plutão e o condicionamento deste relativamente à geometria do encaixante. De salientar que o contacto, a sul do plutão de Valpaços, é feito por falha de direção aproximadamente ESE-WNW, estrutura que parece ter funcionado como “parede” da intrusão.

A fraca inclinação das lineações e das foliações magnéticas reforça a possibilidade de o plutão de Valpaços, ser um corpo granítico pouco espesso com geometria laminar. Geometrias em soleira ou lâmina são referidas na bibliografia (Vigneresse et al., 1999). Por outro lado, a dominância de lineações fracamente inclinadas em detrimento de lineações sub-verticais, indica que a zona de alimentação deste plutão está distante em profundidade, o que favorece a ideia de uma instalação em níveis estruturais altos, através de um mecanismo por “dyking”.

A instalação deste plutão parece ter aproveitado anisotropias crustais de direção E-W, com um fluxo magmático de direção ESE, controlado por um estiramento magmático compatível com a direção N-S da compressão máxima (σ_1).

Os dados de “fabric” magnético não permitiram definir a zona de alimentação do plutão, o que pode ser justificado pela instalação em níveis estruturais elevados.

Os dois granitos (Valpaços e Lagoas) que constituem o plutão de Valpaços correspondem a duas pulsações magmáticas distintas com instalação subcontemporânea, e que terão aproveitado para a instalação anisotropias crustais de direção E-W, adquirindo uma forma geométrica laminar.

Um “fabric” magnético similar ao de Valpaços é referido por Martins et al. (2008) para o plutão pós-tectónico de Águas Frias (Chaves): foliações magnéticas de direção E-W com inclinações médias de 20° e lineações magnéticas de direção ESE-WNW e sub-horizontais. A semelhanças dos dois “fabric” magnéticos, em plutões distintos e de idades diferentes, permite admitir a hipótese de alinhamentos E-W terem um papel importante na instalação de granitos tardi a pós-tectónicos. Embora, no caso do plutão de Águas Frias, a alimentação magmática tenha ocorrido ao longo de canais alinhados com a falha Penacova-Régua-Verin. Foliações magnéticas orientadas E-W a NW-SE também foram descritas para o granito de duas micas de Serapicos (Sant’Ovaia, 2000) que aflora a este do plutão de Valpaços. A existência de “fabrics” magnéticos E-W, em granitos com diferentes idades, coloca em evidência a importância das anisotropias E-W na instalação de magmas granitos hercínicos.

A título de síntese podemos sumariar as seguintes conclusões:

- 1- O plutão de Valpaços é composto por duas unidades graníticas, Valpaços e Lagoas, tardi a pós-tectónicos relativamente à fase de deformação D₃ hercínica. Os granitos intruíram contemporaneamente em formações metassedimentares de idade silúrica.
- 2- Estes granitos apresentam um carácter leucocrata com associações mineralógicas compostas por quartzo, microclina, plagioclase, moscovite, ± biotite, silimanite, apatite e zircão, distinguindo-se as duas fácies pelo tamanho do grão, presença ou ausência de biotite e de megacristais de feldspato. No granito de Valpaços foram encontrados encraves (centimétricos) essencialmente biotíticos, com silimanite em contactos bem definidos com o granito e ainda mais esporadicamente estruturas tipo schlieren, de espessura centimétrica, com concentrações de minerais micáceos de predominância biotítica.
- 3- Ambos os granitos têm um carácter fortemente peraluminoso, podendo ser classificados de granito com feldspato alcalino e de sienogranito para Lagoas e Valpaços, respetivamente. São leucogranitos diferenciados, alcalino-cálcicos e ricos em potássio.
- 4- Os granitos de Valpaços e Lagoas têm valores baixos da relação CaO/Na₂O, implicando uma afinidade com magmas de origem metapelítica, e indicando

- taxas de fusão relativas, baixa para o granito de Lagoas e alta para o granito de Valpaços, em função de teores $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$.
- 5- Os granitos de Valpaços e Lagoas correspondem a pulsações magmáticas distintas. Apresentam características comuns aos granitos do tipo S, com $\text{A/CNK} \geq 1.19$, valores de corindo normativo compreendidos entre 2.68 e 4.45 para o granito de Valpaços e entre 2.27 e 3.69 no caso do granito de Lagoas e perfis de terras raras com anomalias negativas de európio. O granito de Valpaços apresenta teores mais elevados de terras raras, $\Sigma\text{TR} = 49.60$ a 91.62 , com espectro de terras raras relativamente fracionado ($\text{La/Lu}_N = 21.19$ a 31.20), enquanto que o granito de Lagoas apresenta teores mais baixos $\Sigma\text{TR} = 1.69$ a 5.83 , sendo caracterizado por um espectro aplanado ($\text{La/Lu}_N = 2.0$ a 3.49).
 - 6- A contribuição crustal na génese dos magmas que originaram o granito de Valpaços e de Lagoas é também corroborada pelos valores obtidos de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ e de ϵNd_t .
 - 7- Os estudos geocronológicos do granito de Valpaços, embora não conclusivos, em combinação com a idade de 314.8 ± 6 Ma para o granito de Vale de Gouvinhas, indica que o plutão de Valpaços é mais recente que 314.8 Ma.
 - 8- O granito de Valpaços apresenta teores médios de Sn superiores a 9 ppm, ocorrendo duas amostras com valores mais elevados, 18 e 34 ppm. Contudo no granito de Lagoas os teores de Sn são superiores a 21 ppm com média de 31.2 ppm, sendo assim possível apontar este granito como especializado em estanho, o que também é característico de granitos do tipo ilmenite.
 - 9- O plutão de Valpaços está incluído na série dos granitos com ilmenite, constituindo um corpo granítico pouco espesso com geometria laminar, sem zonamento, com uma instalação condicionada por fraturas de direção E-W num período tardi a pós- D_3 .

Bibliografia

- ABDEL-RAHMAN, A. M. (1994). Nature of biotites from alkaline, calcalkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35, 525-541.
- ALMEIDA, A. (1994). Geoquímica, petrogénese e potencialidades metalogénicas dos granitos peraluminosos de duas micas do complexo de Cabeceiras de Basto. Tese de doutoramento, Universidade do Porto, 305 pp.
- ANDERSEN, T., Griffin, W. L., Pearson, N. J. (2002). Crustal Evolution in the SW Part of the Baltic Shield: the Hf isotope evidence. *Journal of Petrology*, 43(9), 1725-1747.
- ANTUNES, I.M.H.R. (2006). Mineralogia, Petrologia e Geoquímica de Rochas Granitóides da área de Castelo Branco - Idanha-a-Nova. Tese de Doutoramento, Universidade de Coimbra, 453 pp.
- ARCHANJO, C.J., Fetter, A.H. (2003). Syn-tectonic granite emplacement in an early neoproterozoic crust (Esperança pluton, NE Brazil): Results from AMS and isotopic (U-Pb, Sm-Nd) data. *Short Papers – IV South American Symposium on Isotope Geology*, 145-146.
- ARENAS, R., Farias, P., Gallastegui, G., Gil Ibarguchi, J., González Lodeiro, F., Klein, E., Marquínez, J., Martín Parra, L., Martínez Catalán, J., Ortega, E., Pablo Maciá, J., Peinado, M., Rodríguez Fernández, L., (1988). Características geológicas y significado de los dominios que componen la Zona de Galicia - Trás-os-Montes. In *II Congreso Geológico de España, Simposio*, 75-84.
- ARTHAUD, F., Matte, P. (1975). Les décrochement tardy- hercyniens du soud-ouest de l'Europe, Géometrie et essai de réconstruction de conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, 139-171.
- AYDIN, A., Ferré, E.C., Aslan, Z., 2007. The magnetic susceptibility of granitic rocks as a proxy for geochemical composition: Example from the Saruhan granitoids, NE Turkey. *Tectonophysics* 441: 85-95.
- AZEVEDO, M., Aguado, B. (2013). II.1.7 Origem e instalação da granitóides variscos na Zona Centro-Ibérica, 378-401. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (2013). *Geologia de Portugal, Volume I- Geologia Pré-Mesozóica de Portugal*, Escolar Editora. Lisboa.
- BARBARIN, B. (1990). Granitoids: main petrogenetic classification in relation to origin and tectonic setting. *Geological Journal*, 25, 227-238.
- BARBARIN, B. (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46, 605-626.

- BARBARIN, B., Didier, J. (1992). Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interactions between coexisting felsic and mafic magmas. *Trans. R. Soc. Edinburg. Earth Sciences* 83, 145 – 153.
- BATCHELOR, R.A., Bowden, P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48, 43-55.
- BALCAEN, L., De Schrijver, I., Moens, L. and Vanhaecke, F. (2005). Determination of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope ratio in USGS silicate reference materials by multi-collector ICP-mass spectrometry. *International Journal of Mass Spectrometry*, 242, 251-255.
- BEA, F. (1996). Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths: implications for the chemistry of crustal melts. *Journal of Petrology*, 37 (3), 521-552.
- BEA, F., Pereira, M. D., Corretgé, L. G., Fershtater, G. B. (1994). Differentiation of strongly peraluminous perphosphorus granites. The Pedrobernado pluton, central Spain. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 2609-2628.
- BEETSMA, J. J. (1995). The late Proterozoic/Paleozoic and Hercynian crustal evolution of the Iberian Massif, N Portugal. Tese de doutoramento, Vrije Universiteit Amsterdam. 223 pp.
- BENN, K. (1994). Overprinting of magnetic fabrics in granites by small strains : numerical modelling. *tectonophysics*, 233, 153-162.
- BENN, K., Odonne, F., de Saint-Blanquat, M. (1998). Pluton emplacement during transpression in the brittle crust: new views from analogue experiments. *Geology*, 26, 1079-1082.
- BEST, M.G., CHRISTIANSEN, E.H. (2001). *Igneous Petrology*. Massachusetts: Blackwell Science.
- BORRADAILE, G.J. (1988). Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics*, 156, 1-20.
- BOUCHEZ, J.L. (1997). Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. In: J.L.Bouchez, D.H.W. Hutton & W.E Stephens. Eds, *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*, p. 95-112. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- BOUCHEZ, J.L., Guillet, Ph., Chevalier, F. (1981). Structures d'écoulement liés à la mise en place du granite de Guérande (Loire-Atlantique, France). *Bull. Soc. Géol. France*, 7^a Sér., 23, 4, 387-399.
- BOUCHEZ J.L., Bernier S., Rochette P., Guineberteau B. (1987). Log des susceptibilités magnétiques et anisotropies de susceptibilité dans le granite de Beauvoir: conséquences pour sa mise en place. *Géol. France*, 2, 223-232.

- BOUCHEZ, J.L., Gleizes, G., Djouadi, T., Rochette, P. (1990). Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites: the example of the Foix pluton (French Pyrenees). *Tectonophysics*, 184, 157-171.
- BROOKS, C., Hart, S.R., Wendt, I. (1972). Realistic use of two-error regression treatments as applied to rubidium-strontium data. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 10, 551-577.
- BROWNLOW, A.H. (1979). *Geochemistry*. Prentice – Hall (Ed), Englewood Cliffs. 498 pp.
- BRUIYN, H., Westhuizen, W., Schoch, A. E. (1983). The estimation of FeO, F and H₂O⁺ by regression in microprobe analysis of natural biotite. *J. Trace and Microprobe techniques*, 1, 4, 399-413.
- CAMPOS, T.F.C. (1997). *Geoquímica de rochas granitóides e seus minerais do batólito da Serra Negra do Norte – RN e Rio Espinharas – PB, nordeste do Brazil*. Tese de Doutorado em Geologia. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 408 pp.
- CAPDEVILA, R., Floor, P. (1970). Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le NW de l'Espagne. *Bol. Geol. Min. España*, 81 (2-3), 215-225.
- CAPDEVILLA R., Corretgé L. G., Floor P. (1973). Les granitoids varisques de la Meseta Ibérique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 15, 209-228.
- CARNEIRO, A.O., Touse, A.T., Baffa, O. (2003). Avaliação da susceptibilidade magnética usando uma balança analítica. *Quim. Nova*, 26, 6, 952-956
- CASTRO A., MORENO-VENTAS I., ROSA J.D. (1991a). Multistage crystallization of tonalitic enclaves in granitoid rocks (Hercynian Belt, Spain): implications for magma mixing. *Geol. Rundschau* 80, 109 – 120.
- CASTRO A., MORENO-VENTAS I., ROSA J.D. (1991b). H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature. *Earth Sci. Rev.* 31, 237 – 253.
- CHAPPELL, B.W. (2005). Towards a unified model for granite genesis. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 95 (1-2), 1-10.
- CHAPPELL, B.W., White A.J.R. (1974). Two contrasting granite types. *Pac. Geol.* 8, 173 - 174.
- CHAPPELL, B.W., White, A.J.R. (1984). I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. In Xu Keqin & Tu Guangchi. *Geology of Granites and Their Metallogenic Relations* (pp. 87-101). Beijing: Science Press.
- CHAPPELL, B.W., White, A.J.R. (1992). I- and S- type granites in the Lachlan Fold. *Trans. Roy. Soc. Edinb. Earth Sciences*, 83, 1-26.

- CHAPPELL, B.W., White A.J.R. (2001). Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48, 489- 499.
- CHAPPELL, B.W., White, A.J.R., Williams, I.S., Wyborn, D. (2005). Low- and high-temperature granites. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 95 (1-2), 125-140.
- CHAROY, B. e Noronha, F. (1996). The Argemela granite-porphyry (Central Portugal): the subvolcanic expression of a high-fluorine, rare-element pegmatite magma.
- CLEMENS, J.D. (2003). S-type granitic magmas - petrogenetic issues, models and evidence. *Earth-Science Reviews*, 61, 1-18.
- COCHERIE, A., Legendre O., Peucat J. J., Kouamelan, A. N. (1998). Geochronology of polygenetic monazites constrained by in situ electron microprobe Th-U-total lead determination: Implications for lead behavior in monazite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, (14), 2475-2497.
- COLLINS, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R., Chappell, B.W. (1982). Nature and origin of A – type granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.* 80, 189 – 200.
- COPELAND, P., Parrish R. R., Harrison, T. M. (1988). Identification of inherited radiogenic Pb in monazite and its implications for U-Pb systematics. *Nature*, 333, 760-763.
- COPELAND, P., Parrish R. R., Harrison, T. M. (1988). Identification of inherited radiogenic Pb in monazite and its implications for U-Pb systematics. *Nature*, 333, 760-763.
- CORFU, F. (2004). U-Pb age, setting and tectonic significance of the anorthosite-mangerite-charnockite-granite suite, Lofoten-Vesterålen, Norway. *Journal of Petrology*, 56, 2081-2097.
- CORRÊA-RIBEIRO, H. (2008). Estudo petrofísico e Geoquímico do Plutão granítico de Valpaços. Tese de Mestrado. Faculdade de Ciências da Universidade do Porto e Universidade de Aveiro, 74pp.
- CORRÊA-RIBEIRO, H., Sant’Ovaia, H., Martins, H., Ribeiro, M.A. (2008). Controle estrutural da instalação do maciço granítico de Valpaços: Estudos de ASM. 8ª Conferência Anual do GGET. Faculdade de Ciências da Universidade do Porto. *Memórias* 13, 64-67.
- CORRÊA-RIBEIRO, H., Sant’Ovaia, H., Martins, H. (2009). Petrophysic and geochemical Study of Valpaços granite pluton (Northern-Portugal). *Goldschmidt 2009. Davos-Switzerland. Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol.73 Number 13S: A244.
- COSTA, M. (2011). Geoquímica dos granitóides de Aguiar da Beira, Norte de Portugal. Tese de Doutoramento. Universidade de Aveiro.

- COUTO, A., Valle Aguado, B., Pessoa, J.M., Pinheiro, M., Silva, P.F., Miranda, J.M., Azevedo, M.R., Nolan, J., Medina, J., Martins, M.E. (2003). Anisotropia da susceptibilidade magnética em granitóides hercínicos tardios da região de Viseu (ZCI). *Ciências da Terra*, Lisboa, V, D25-D28.
- DE PAOLO, D.J. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 189-202.
- DE PAOLO, D.J. E Wasserburg, G.J. (1976). Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett.*, 3, 249-252.
- DEBON, F., Le Fort, P. (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 73, 135-149.
- DEBON, F., Le Fort, P. (1988). A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. *Bull. Minéral.* 111, 493-510.
- DEER, W. A., Howie, R. A. e Zussman, J. (1992). *An introduction to the rock-forming minerals* (2ª edição). London: Longman Scientific & Technical.
- DERRÈ, C., Lecolle, M., Noronha, F., Roger, G. (1982). Minéralisations à Sn-W liées aux granitóides dans le Nord du Portugal: importance des processus magmatiques et métasomatique-hydrothermaux. *Comum. Serv. Geol. Portg*, 68 (2), 191-211.
- DIAS, G. (1987). *Mineralogia e petrologia de granitos hercínicos associados a mineralizações filonianas de Sn – W (Minho, Portugal)*. Tese de doutoramento, Universidade do Minho, 304 pp.
- DIAS, R., Ribeiro, A. (1995). The Ibero-Armorican Arc: a collisional effect against an irregular continent? *Tectonophysics*, 246, 113-128.
- DIAS, R., Ribeiro, A. (2013). II.1. O varisco do sector norte de Portugal, 60-71. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (2013). *Geologia de Portugal, Volume I- Geologia Pré-Mesozóica de Portugal*, Escolar Editora. Lisboa.
- DIAS, G., Leterrier, J. (1994). The genesis of felsic-mafic plutonic associations: a S and Nd isotopic study of Hercynian Braga Granitoid Massif (Northern Portugal). *Lithos*, 32, 207-223.
- DIAS, G., Leterrier, J., Mendes, A., Simões, P., Bertrand, J. (1998). U-Pb zircon and monazite geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal). *Lithos*, 45, 349-369.

- DIAS, R., Ribeiro, A., Romão, J., Coke, C., Moreira, N. (2016). A review of the arcuate structures in the Iberian Variscides; constraints and genetic models. *Tectonophysics* (2016), <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2016.04.011>
- DICKIN, A.P. (2005). *Radiogenic Isotope Geology*. United Kingdom: Cambridge University Press.
- DIDIER, J., Duthou, J.L., Lameyere, J. (1982). Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *J. Volcanol. Geother. Research* 14, 125 – 132.
- DONG, M., Dong, G., Mo, X., Santosh, M., Zhu, D., Yu, J., Nie, F., Hu, Z. (2013). Geochemistry, zircon U – Pb geochronology and Hf isotopes of granites in the Baoshan Block, Western Yunnan: Implications for Early Paleozoic evolution along the Gondwana margin. *Lithos*, 179, 36-47.
- DOWNES H., Duthou, J. L. (1988). Isotopic and trace element arguments for the lower-crustal origin of Hercynian granitoids and pre-Hercynian orthogneisses, Massif Central (France). *Chem. Geol.* 68, 291-308.
- DUTHOU, J.L. (1992). *Les isotopes radiogéniques en géologie: chronologie, géochimie*. Paris Société Française de Minéralogie et Cristallographies, Paris, 287pp.
- EVENSEN, N.M., Hamilton, P.J., O'Nions, R.K. (1978). Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 42, 1199-1212
- FARIAS, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R., Pablo Maciá, J.G., Rodríguez Fernández, L.R. (1987). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estrutura de Galicia Central. *Comunicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências do Porto, Memórias* 1, 411-429.
- FARINHA RAMOS, J.M., Gomes da Silva, F., Magalhães, J.S., Regêncio Macedo, C.A., Soares de Andrade, A.A., Sousa, M.B., Nabais Conde, L.E. (1971). Sobre a geologia e a metalogenia da região de Valpaços-Vilarandelo-Sonim (Trás-os-Montes). I- Considerações gerais. In: *Estudos, Notas e Trabalhos. Serviço Fomento Mineiro: XXI*, 1-2, 7 -17.
- FAURE, G. (1986). *Principles of isotope geology*. New York: John Willey & Sons.
- FAURE, G., MENSING, T. M. (2005). *Isotopes – Principles Applications* (3ª edição). New Jersey: Wiley.
- FERREIRA, N., Iglesias, M., Noronha, F., Pereira, E., Ribeiro, A., Ribeiro, M.L. (1987). Granitóides da Zona Centro Ibérica e o seu enquadramento geodiâmico. In: F. Bea, A. Carnicero, J.Gonzalo, M. Lopez Plaza & M. Rodriguez Alonso, Eds, *Geología de los Granitóides y Rocas Asociadas del Macizo Hesperico*, p. 37-51. Editorial Rueda, Madrid. (Libro de Homenaje a L.C. García de Figuerola).

- FLINN, D. (1962). On folding during three-dimensional progressive dimensional. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 118, 385-428.
- FOSTER, M. D. (1960). Interpretation of the composition of trioctahedral micas. U. S. Geological Survey Professional Paper, 354-B, 1- 49
- FROST, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42, 11, 2033-2048.
- FROST, B.R., Lindsley, D.H. (1991). The occurrence of Fe – Ti oxides in igneous rocks. In Lindsley, D. H. (Ed.) *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, 25, 433-486.
- GARCÍA MORENO, O., Corretgé, L.G. e Castro, A. (2007). Processes of assimilation in the genesis of cordierite leucomonzogranites from the iberian massif: a short review. In: Clarke, B., Paterson, S., Vernon, R. e Martin, R.F. (Eds.). *Contaminated Granites*. *The Canadian Mineralogist*, 45 (1), 71-85.
- GÉBELIN, A., Martelet, G., Chen, Y., Brunel, M., Faure, M. (2006). Structure of late Variscan Millevaches leucogranite massif in the French Massif Central: AMS and gravity modelling results. *J. Struct. Geol.*, 28, 148–169.
- GLEIZES, G., Nédélec, A., Bouchez, J.L., Autran, A., Rochette, P. (1993). Magnetic susceptibility of the Mont- Louis Andorra ilmenite-type granite(Pyrenees): A new tool for the petrographic characterization and regional mapping of zoned plutons. *J. Geophys. Res.*, 98B, 4317-4331.
- GOKHALE, N.W. (1968). Chemical composition of biotites as a guide to ascertain the origin of granites. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 40, 107-111.
- GOMES, M. E. P. (1996). Mineralogia, petrologia e geoquímica das rochas granitóides da área de Rebordelo-Bouça- Torre de D. Chama - Agrochão e as mineralizações associadas. Tese de doutoramento, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, 323 pp.
- GOMES, M.E.P., Neiva, A.M.R. (2005). Geochemistry of granitoids and their minerals from Rebordelo-Agrochão area, northern Portugal. *Lithos*, 81 (1-4), 235-254.
- GOMES DA SILVA, F. (1971). Sobre a geologia e a metalogenia da região de Valpaços-Vilarandelo-Sonim (Trás-os-Montes). IV- Petroquímica. In: *Estudos, Notas e Trabalhos. Serviço Fomento Mineiro: XXI*, 1-2, 81-85
- HANSON, G.N. (1980). Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Am. Rev. Earth Planet Sci.*, 8, 371-406.
- HENDERSON, P. (1984). General geochemical properties and abundances of the rare earth elements. In Henderson, P. (1984). *Rare earth element geochemistry* (pp. 1-32): Elsevier

- HARRIS, N. B. W., Pearce, J. A., Tindle, A.G. (1986). Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In Coward, M. P. & Reis A. C. (1986). Collision Tectonics (Special Publication 19, pp. 67-81). London: The Geological Society of London.
- HAWKINS, D.P., Bowring, S.A. (1997). U-Pb systematics of monazite and xenotime: case studies from the Paleoproterozoic of the Grand Canyon, Arizona. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 127, 87-103.
- HEAMAN, L., Parrish, R.R. (1991). U-Pb geochronology of accessory minerals. In Heaman, L. & Ludden, J. N. (1991). *Short Course Handbook on applications of radiogenic isotope systems to problems in geology*. (pp. 59-102). Toronto: Mineralogical Association of Canada.
- HENDERSON, P. (1984). General geochemical properties and abundances of the rare earth elements. In Henderson, P. (1984). *Rare earth element geochemistry* (pp. 1-32): Elsevier.
- HINE, R., William, I. S., Chappell, B. W., White, A. J. R. (1978). Contrast between I – and S – type granitoids of Kosciusko batholith. *Jour. Geol. Soc. Australia* 25/4, 219-234.
- HROUDA, F. (1982). Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophys. Surv.*, 5, 37-82.
- IGLÉSIAS, M., Choukron, P. (1980). Shear zones in the Iberian Arc. *J. Struct. Geol.*, 2, 1/2, 63-68.
- IGLÉSIAS, M., Ribeiro, M.L., Ribeiro, A. (1983). La interpretación aloctonista de la estructura del Noroeste Peninsular. In: *Libro Jubilar J. M. Rios. Geología de España*. Inst. Geol. Min. España. 456 – 467.
- ISHIHARA, S. (1977). The magnetite series and ilmenite series. *Granite Rocks. Mining Geology*, 27, 293-305.
- ISHIHARA, S. (2004). The redox state of granitoids relative to tectonic setting and earth history: The magnetite – ilmenite series 30 years later. *Trans. Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 95, 23 - 33.
- JACOBSEN, S. B., Wasserburg, G.J. (1980). Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 139-155.
- JACOBSEN, S. B., Wasserburg, G.J. (1984). Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II. *Earth and Planetary Science Letters*, 67, 137-150.
- JACQUES, J.M. & Reavy, R.J. (1994). Caledonian plutonism and major fault lineaments in the SW Scottish Highlands. *J. Geol. Soc.*, 151, 955-970.

- JAFFEY, A. H., Flynn, K. F., Glendenin, L. E., Bentley, W. C., Essling, A. M. (1971). Precision measurement of half-lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U . *Physical Review, Section C, Nuclear Physics*, 4, 1889-1906.
- JQUES, L., Noronha, F., Clauer, N., I. Bobos, I., Liewig, N. (2016). Paleofluids circulation associated with the Gerês late-orogenic granitic massif, Northern Portugal. *Chemie Erde - Geochemistry*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemer.2016.03.003>
- JELINEK, V. (1981). Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79, 63-67.
- JOLY, A., Martelet, G, Chen, Y., Faure, M. (2008). A multidisciplinary study of a syntectonic pluton close to a major lithospheric-scale fault—Relationships between the Montmarault granitic massif and the Sillon Houiller Fault in the Variscan French Massif Central: 2. Gravity, aeromagnetic investigations, and 3-D geologic modeling. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 113, B01404.
- JOVER, O. (1986). Les massifs granitiques de Guerét et du Nord-Milleval (Massif Central Français). *Tese Sci., Université de Nantes*, 233pp.
- JULIVERT, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A., Conde, L. (1972). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:1000000. *Inst. Geol. Y Min. España*, 113pp.
- JUNG, S., Pfänder, J.A. (2007). Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids: constraints from $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ and accessory mineral saturation thermometry. *Eur. J. Mineral*, 19, 859-870.
- KROGH, T. E. (1973). A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37, 485-494.
- KROGH, T. E. (1982). Improved accuracy of U-Pb zircon dating by selection of more concordant using a high gradient magnetic separation technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, 631-635.
- LA ROCHE, H. (1964). Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition mineralogique quantitative des roches cristallines. Presentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico mineralogique des massifs granitiques ou granodioritiques. Applications aux Vosges cristallines. *Sci. de la Terre* 9 (3), 293 – 337.
- LA ROCHE, H., Letterier, J., Grand Claude, P., Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major elements analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, 183-210.

- LAMEYER, J. (1987). Granites and evolution of the crust. *Rev. Bras. Geoc.* 17, 349 – 359.
- LAMEYRE, J., Bonin, B. (1991). Granites in the main plutonic series. In Didier, J. & Barbarin, B. (1991). *Enclaves and granite petrology - Developments in Petrology* 13 (pp. 3-17). Amsterdam: Elsevier.
- LE MAITRE, R.W.(Editor), Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonim, B., Bateman, P., Bellieni, Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sørensen, H., Woolley, A.R. (2002). *Igneous Rocks. A classification and glossary of terms.* 2nd edition. United Kingdom, Cambridge University Press, 236 pp.
- LEBLANC, D., Gleizes, G., Lespinnasse, P., Olivier, Ph., Bouchez, J.L. (1994). The Maladeta granite polydiapir, Spanish Pyrenees: a detailed magnetotectonic study. *J. Struct. Geol.*, 16, 223-225.
- LENNOX, P. G., deWall, H., D.W. Durney, D. W. (2016). Correlation between magnetic fabrics, strain and biotite microstructure with increasing mylonitisation in the pre-tectonic Wyangala Granite, Australia. *Tectonophysics* 676, 170-197.
- Li, G-J., Wang, Q-F., Huang, Y-H., Gao, L., Yu, L. (2016). Petrogenesis of middle Ordovician peraluminous granites in the Baoshan block: Implications for the early Paleozoic tectonic evolution along East Gondwana. *Lithos*, 245, 76-92.
- LILLIE, J.R. (1999). *Whole earth geophysics: An Introductory textbook for Geologists & Geophysicists*, New Jersey, Prentice-Hall, 361 pp.
- LIMA, S. M., Corfu, F., Neiva, A. M. R. e Ramos, J. M. F. (2012). Dissecting complex magmatic processes: an in-depth U-Pb study of the Paiva pluton, Ossa-Morena Zone, Portugal. *Journal of Petrology*, Vol. 53, 9, 1887–1911.
- LOISELLE, M.C., Wones, D.R. (1979). Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America National Meeting Abstracts with Program*, 11, 468.
- LONDON, D. (1992). Phosphorus in S-type magmas: The P₂O₅ content of feldspars from peraluminous granites, pegmatites, and rhyolites. *American Mineralogist*, 77, 126-145.
- LONDON, D., Wolf, M. B., Morgan, G. B. V. I., Garrido, M. G. (1999). Experimental silicate-phosphate equilibria in peraluminous granitic magmas, with a case study of Albuquerque Batholith at Tres Arroyos, Badajoz, Spain. *Journal of Petrology*, 40, 215-240.
- LONG, P.E., Luth, W.C. (1986). Origin of K-feldspar megacrysts in granitic rocks: Implications of a partitioning model for barium. *American Mineralogist*, 71, 367-375.

- LOTZE, F. (1945). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, 6, 78-92. (Tradução espanhola de José Maria Rios em 1950; Edição do Consejo Superior de Investigaciones Científicas).
- MANIAR, P. D., PICCOLI, P.M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635-643.
- MARTIN-HERNÁNDEZ, F., Luneburg, C.M., Aubourg, C., Jackson, M. (2004). Magnetic fabric : methods and application- an introduction. *Geological Society, London, Special publicaions*, 238, 1-7.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., Gómez-Barreiro, J., González Cuadra, P., Abati, J., Castiñeiras, P., Fernández-Suárez, J., Sánchez Martínez, S., Andonaegui, P., Gónzales Clavijo, E., Díez Montes, A., Rubio Pascual, F.J., Valle Aguado, B. (2007). Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif. Implications for the comprehension of the Variscan belt. En: Hatcher, R.D., Jr., Carlson, M.P., McBride, J.H. and Martínez Catalán, J.R. (Eds.), 4-D framework of continental crust. *Geological Society of America Memoir*, 200, 403-423.
- MARTINS, H.C.B. (1998). Geoquímica e petrogénese de granitóides biotíticos traditectónicos e pós-tectónicos. Implicações metalogénicas, 288 pp. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real. Tese de Doutoramento.
- MARTINS, H.C.B., Sant'Ovaia, H., Eusébio, N., Noronha, F. (2004). Magnetic susceptibility and zircon tipology of a magnetite and ilmenite-type granites (Northern Portugal). In: Abstracts of the 14th Annual V. M. Goldschmidt Conference, Copenhagen, Denmark, 5–11 Junho 2004. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68 (11), A 658 (Special Supplement).
- MARTINS, H.C.B., Sant'Ovaia, H., Noronha, F. (2009). Genesis and emplacement of felsic Variscan plutons within a deep crustal lineation, the Penacova-Régua-Verín fault: An integrated geophysics and geochemical study (NW Iberian Peninsula). *Lithos* 111, 142-155
- MARTINS, H.C.B., Sant'Ovaia, H., Abreu, J., Oliveira, M., Noronha, F. (2011). Emplacement of the Lavadores granite (NW Portugal): U/Pb and AMS results. *Comptes Rendus Geoscience*, 343, 387-396.
- MARTINS, H.C.B., Sant'Ovaia, H., Noronha, F. (2013). Late-Variscan emplacement and genesis of the Vieira do Minho composite pluton, Central Iberian Zone: Constraints from U–Pb zircon geochronology, AMS data and Sr–Nd–O isotope geochemistry. *Lithos* 162-163, 221–235.

- MATEUS, A., NORONHA, F. (2010). Sistemas mineralizantes epigenéticos na Zona Centro-Ibérica; Expressão da estruturação orogénica Meso a Tardi-Varisca. Ciências Geológicas: Ensino, Investigação e sua História Volume II, Geologia Aplicada. Associação Portuguesa de Geólogos / Sociedade Geológica de Portugal, Volume II, Capítulo I – Geologia e Recursos Geológicos, 47-61.
- MATTINSON, J. M. (2005). Zircon U^{Pb} chemical abrasion ('CA-TIMS') method: Combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircons ages. Chemical Geology 220, 47-66.
- MAULANA, A., Watanabe, K., Imai, A., Yonezu, K. (2013). Origin of magnetite- and ilmenite-series granitic rocks in Sulawesi, Indonesia : magma genesis and regional metallogenic constraint. Procedia Earth and Planetary Science 6, 50-57.
- MICHARD, A., Gurriet, P., Soudant, M., Albarède, F. (1985). Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external *versus* internal aspects of crustal evolution. Geochim. Cosmochim. Acta, 49, 601-610.
- MILLER, C. F., Stoddard, E. F., Bradfish, L. J., Dollase, W. A. (1981). Composition of plutonic muscovite: genetic implications. The Canadian Mineralogist, 19 (1), 25-34.
- MIRANDA, J.M.A. (2011). Introdução ao Geomagnetismo. Licenciatura em Ciências Geofísicas, Lisboa, Centro de Geofísica Da Universidade de Lisboa, 78pp.
- MITCHELL, R.S. (1973). Metamict minerals: a review. Mineralogical Record, 4, 214-223.
- MITTFELDELT, D.W., Miller, C.F. (1983). Geochemistry of the Sweetwater Wash pluton, California: implications for "anomalous" trace element behaviour during differentiation of felsic magmas. Geochimica et Cosmochimica Acta, 47, 109-124.
- MIYASHIRO A. (1970). Volcanic rocks series in island arc and active continental margins. American Journal of Science 274, 321-355.
- MONIER, G. (1985). Cristallochimie des micas des leucogranites. Nouvelles données expérimentales et applications pétrologiques. Thèse Doct.Sciences. Univ. Orleans. 347pp.
- MONIER, G., Mergoill-Danil, J., Labernardière, H. (1984). Générations successives de muscovites et feldspaths potassiques dans les leucogranite du massif de Millevaches (Massif Central Français). Bull. Minéral., 107, 55-68. Moreira e Ribeiro, 1994
- MONDOU, M., Egydio-Silva, M., Vauchez, A., Raposo, M.I.B., Bruguier, Oliveira, A.F., (2012). Complex, 3D strain patterns in a synkinematic tonalite batholith from

- Aracuai Neoproterozoic orogen (Eastern Brazil): Evidence from combined magnetic and isotopic chronology studies. *Journal of Structural Geology*, 39, 158-179.
- MOREIRA, M., Ribeiro, M.L. (1994). Caracterização magnética e modelo do mecanismo de intrusão do maciço granítico do Romeu. *Comun. Inst. geol.min.*, 80, 3-14.
- NACHIT, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M., Carron, J.P. (1985). Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *Comptes Rendus de L'Académie des Sciences, Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 301, (serie II – 11), 813-818.
- NACHIT, H., Ibhi, A., Abia, E. H., Ohoud, M. B. (2005). Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. *Comptes Rendus Geosciences*, 337, 1415-1420.
- NEIVA, A. M. R. (1998). Phosphorus in highly peraluminous granites between Douro and Tamega valleys, northern Portugal. *Acta Universitatis Carolinae – Geologica*, 42 (1), 80-82.
- NEIVA, A. M. R., Gomes, M. E. P. (1991). Geochemistry of the granitoid rocks and their minerals from Lixa do Alvão – Alfarela de Jales – Tourencinho (Vila Pouca de Aguiar, northern Portugal). *Chemical Geology*, 89, 305-327.
- NEIVA, A. M. R., Gomes, M. E. P. (2001). Diferentes tipos de granitos e seus processos petrogenéticos: granitos hercínicos portugueses. *Memórias da Academia das Ciências de Lisboa XXXIX*, 53-95.
- NEVES, L. J. P. F. (1991). Transferências de matéria e energia na interface granitóides biotíticos porfiróides – granitóides moscovítico-biotíticos na região de Torredeita (Viseu, Portugal). Tese de doutoramento, Universidade de Coimbra, 240 pp.
- NOCKOLDS, S.R. (1947). The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *American Journal of Science*, 245, 401-420.
- NORONHA, F. (1988). Mineralizações. *Geonovas*, 10, 37-54.
- NORONHA, F., Ramos, J.M.F., Rebelo, J.A., Ribeiro, A., Ribeiro, M.L. (1979). Essai de corrélation des phases de déformation hercynienne dans le Nord – Ouest Péninsulaire. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, 21, 227-237.
- NORONHA, F., Ferreira, N., Marques Sá, C. (2006). V-Rochas granitóides: caracterização petrológica e geoquímica. *Notícia explicativa da Carta Geológica de Portugal, Folha 2, escala 1:200000*. Serviços Geológicos de Portugal, 49-66.

- NORONHA, F., Ribeiro, M. A., Almeida, A., Dória, A., Guedes, A., Lima, A., Martins, H.C.B., Sant'Ovaia, H., Nogueira, P., Martins, T., Ramos, R., Vieira, R. (2013). Jazigos filonianos hidrotermais e aplitepegmatíticos espacialmente associados a granitos (norte de Portugal). In: Geologia de Portugal, Volume I- Geologia Pré-Mesozóica de Portugal, Escolar Editora. Lisboa. 404-438
- O'DRISCOLL, B., Stevenson, C.T.E., Troll, V.R. (2008). Mineral lamination development in layered gabbros of the British Palaeogene Igneous Province: A combined anisotropy of magnetic susceptibility, quantitative textural and mineral chemistry study. *Journal of Petrology*, 49, 1187-1221.
- OEN, I.S. (1970). Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. *Boletín Geológico y Minero*, LXXXI-II-III, 271-298.
- OLGUÍN-VILLA, A.E., Vidal-Solano, J.R., Stock, J.M. (2013). Petrografía, geoquímica, petrofábrica y paleomagnetismo de la Toba de San Felipe en la región de Cataviña, Baja California, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v.30, 2, 282-298.
- OLIVIER, Ph., Gleizes, G., Paquette, J.L. (2004). Gneiss domes and granite emplacement in an obliquely convergent regime: New interpretation of the Variscan Agly Massif (Eastern Pyrenees, France). *Geological Society of America, Special Paper*, pp. 380.
- PECAUT, J. J., Jegouzo, P., Vidal P., Bernard-Griffiths (1988). Continental crust formation seen through the Sr and isotope systematics of S-type granites in the Hercynian belt of Western France. *Earth Planet. Sci. Lett.* 88, 60-68.
- PAMPLONA, J. (2001). Tectónica do antiforma de Viana do Castelo-Caminha (ZCI): regime de deformação e instalação de granitóides. Tese de doutoramento. Universidade do Minho.
- PARRISH, R. R. (1990). U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27, 1431-1450.
- PATERSON, S.R., Vernon, R. H., Tobisch, O. T. (1989). A review criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *J. Struct. Geol.*, 11, 349-363.
- PATON, C., Woodhead, J.D., Hellstrom, J.C, Hergt, J.M., Greig, A., Maas, R. (2010) Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction *Geochemistry Geophysics Geosystems*, Vol. 11, 36 pp.
- PATON, C; Hellstrom, J; Paul, B; Woodhead, J., Hergt, J.M. (2011) Lolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *J. Anal. At. Spectrom.*, 26, 2508-2518

- PETRUS, J.A. E Kamber, B.S. (2011). VisualAge: A Novel Approach to U-Pb LA-ICP-MS Geochronology. Goldschmidt Conference Abstracts 2011, p. 1633
- PEARCE, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
- PEREIRA, E. (2002). Carta Geológica de Portugal, Folha 2, escala 1:200000. Serviços Geológicos de Portugal.
- PETFORD, N., Clemens, J.D., Vigneresse, J.L. (1997). The ascent of felsic magmas in dikes. *Lithos*, 32, 162-168.
- PIN, C., Bassin, C. (1992). Evaluation of a strontium-specific extraction chromatographic method for isotopic analysis in geological materials. *Anal. Chim. Acta*, 269, 249-255.
- PIN, C., Duthou, J. L. (1990). Sources of Hercynian granitoids from the French Massif Central: inferences from Nd isotopes and consequences for crustal evolution. *Chemical Geology*, 83, 281-296.
- PIN, C., Briot, D., Bassin, C., Poitrasson, F. (1994). Concomitant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. *Analytical Chemical Acta* 298, 209-217.
- PIN, C., Santos Zalduegui, J.F. (1997). Sequential separation of LREE, Th and U by miniaturized extraction chromatography: application to isotopic analyses of silicate rocks. *Analytica Chimica Acta* 339, 79 - 89.
- PINARELLI, L., Rottura, A. (1995). Sr and Nd isotopic study and Rb-Sr geochronology of the Bejar granites, Iberian Massif, Spain. *Eur. J. Mineral.* 7, 577-589.
- PITCHER, W. S. (1983). Granite typology, geological environment and melting relationships. In: Atherton M.P., Gribble C.D. (Eds.), *Migmatites, melting and metamorphism*, Shiva, Nantwich 76, 52-79.
- PITCHER, W. S. (1987). Granites and yet more granites forty years on. *Geologische Rundschau*, 76 (1), 51-79.
- PLATZNER, I. T. (1997) *Modern isotope ratio mass spectrometry*. John Willey & Sons, Nueva York, 514 pp.
- POTTS, P. J. (1987). *A handbook of silicate rock analysis*. Blackie Acad. & Prof.
- PUPIN, J. P. (1980). Zircon and Granite Petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73, 207-220.
- PUPIN, J. P., Turco, G. (1972). Une typologie originale du zircon accessoire. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, 95, 348-359.

- QIN, Z-W., Wu, Y-B., Wang, H., Gao, S., Zhu, L-Q., Zhou, L., Yang, S-H. (2014). Geochronology, geochemistry, and isotope compositions of Piaoichi S-type granitic intrusion in the Qinling orogen, central China: Petrogenesis and tectonic significance. *Lithos*, 202-203, 347-362.
- RAYMOND, L.A. (1995). *Petrology: The study of igneous, sedimentary and metamorphic rocks*. London: Wm. C. Brown Publishers.
- REGÊNCIO MACEDO, C. A.. Farinha Ramos, J.M (1971). Sobre a geologia e a metalogenia da região de Valpaços-Vilarandelo-Sonim (Trás-os-Montes). II- Petrografia e petrologia das rochas eruptivas. In: *Estudos, Notas e Trabalhos. Serviço Fomento Mineiro: XXI*, 1-2, 19-53.
- RIBEIRO, A. (1974). Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. *Serviços Geológicos de Portugal (Memória nº 24 - Nova Série)*, 168 pp.
- RIBEIRO, A. (2006). A evolução geodinâmica de Portugal. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. & Kullberg, J. (2006). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. Évora: Universidade de Évora, 1-27
- RIBEIRO, A., Antunes, M.T., Ferreira, M.P., Rocha, R.P., Soares, A.F., Zbyszewski, G., Moitinho de Almeida, J.H., Carvalho, D., Monteiro, J.H. (1979). Introduction a la Géologie Générale du Portugal. Lisboa: *Serviços Geológicos de Portugal*.
- RIBEIRO, A., Iglésias, M., Ribeiro, M.L., Pereira, E. (1983). Modèle geodynamique des Hercynides Ibériques. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 69 (2), 291-293.
- RIBEIRO, A., Quesada, C., Dallmeyer, R. D. (1990). Geodynamic Evolution of the Iberian Massif. In Dallmeyer, R. D. & Martínez Garcia (1990). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (pp. 399-409). Berlin: Springer-Verlag.
- RIBEIRO, M.L, Moreira, A., Moreira, M.E., Moreira, M., Ferreira, P., Bouchez, J.L., (1995). Plutão granítico de Vila Pouca de Aguiar. Estudo da Anisotropia da Susceptibilidade Magnética (ASM). Nota prévia. In: F. Sodrê Borges & M.M.Marques, Coords, *Memorias nº 4. IV Congresso Nacional de Geologia*, Porto, 1995, *Resumos Alargados. Mem. Mus. Labor. miner. geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto*, 4, 801-804.
- ROCHETTE, P. (1987). Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *Journal of Structural Geology*, 9, 8, 1015-1020.
- ROCHETTE, P., Jackson, M., Auborg, C. (1992). Rock magnetism and the interpretation of anisotropy magnetic susceptibility. *Rev. Geophys.*, 30, 209-226.
- RODRIGUES, J. (2006). 2.3- Unidades Metassedimentares Parautóctones. *Notícia explicativa da Carta Geológica de Portugal, Folha 2, escala 1:200000.. Serviços Geológicos de Portugal*, 27-32.

- RODRIGUES, J. (2008). Estrutura do Arco da Serra de Santa Comba - Serra da Garraia. Parautóctone de Trás-os-Montes. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 308pp.
- RODRIGUES, J. (2010). Carta Geológica de Portugal, Folha 7C- Mirandela, escala 1:50000. Unidade de Geologia e Cartografia Geológica do Laboratório Nacional de Energia e Geologia.
- RODRIGUES, J., Pereira, E., Ribeiro, A. (2013). II.1.5 Complexo de mantos parautóctones do NE de Portugal: estrutura interna e tectonoestratigrafia. 275-331 In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J.C. (2013). Geologia de Portugal, Volume I- Geologia Pré-Mesozóica de Portugal, Escolar Editora. Lisboa.
- ROLLINSON, H. R. (1995). Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex: Longman.
- ROMAM-BERDIEL, T., Gapais, D., Brun, J. P. (1995). Analogue models of laccolith formation. J. Struct. Geol., 17, 1337-1346.
- ROSMAN, K.J.R., Taylor, P. D. P. (1999). Isotopic composition of the elements 1997. Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 14, 5N-24N.
- SALAZAR, C. A., Bustamante, C., Archanjo, C. J. (2016). Magnetic fabric (AMS, AAR) of the Santa Marta batholith (northern Colombia) and the shear deformation along the Caribbean Plate Margin. Journal of South American Earth Sciences, 70, 55-68.
- SANT'OVAIA, H. (2000). O maciço granítico pós-tectónico de Vila Pouca de Aguiar. Estudo petro-estrutural e mecanismo de instalação, 314 pp. Faculdade de Ciências da Universidade do Porto / Université Paul Sabatier Toulouse III, Porto / Toulouse. Tese de Doutoramento.
- SANT'OVAIA, H., Noronha, F. (2005). Classificação de granitos hercínicos portugueses com base nas suas características petrofísicas. Cadernos Lab. Xeológico de Laxe, 30, 75-86.
- SANT'OVAIA, H., Bouchez, J. L., Noronha, F., Leblanc, D., Vignerresse, J. L. (2000). Composite-laccolith emplacement of the post-tectonic Vila Pouca de Aguiar granite pluton (northern Portugal): a combined AMS and gravity study. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences: Earth Sciences, 91, 123-137.
- SANT'OVAIA, H., Martins, H. C. B., Noronha, F. (2003). Estudo petro-estrutural do maciço pós-tectónico de Águas Frias (Chaves). Resultados preliminares. Ciências da Terra, Volume especial V, 57. VI congresso Nacional de Geologia. Faculdade de Ciências e Tecnologia de Lisboa.

- SANT'OVAIA, H., Gomes, C., Rocha, A. (2008). Parâmetros magnéticos das rochas do Complexo Granítico de Castelo Branco, Portugal Central. In: A Terra, Conflitos e Ordem. Homenagem ao Professor Ferreira Soares. MMGUC. Coimbra, 265-272.
- SANT'OVAIA, H., Olivier, P., Ferreira, N., Noronha, F., Leblanc, D. (2010). Magmatic structures and kinematics emplacement of the Hercynian granites from Central Portugal (Serra da Estrela and Castro Daire areas). J. Struct. Geol., 32, 1450-1465.
- SANT'OVAIA, H., Martins, H., Noronha, F. (2013). Oxidized and reduced Portuguese Variscan granites associated with W and Sn hydrothermal lode deposits: magnetic susceptibility results. Comunicações Geológicas, 100, 1, 33-39.
- SANT'OVAIA, H., Nogueira, P., Carrilho Lopes, J., Gomes, C., Ribeiro, M. A., Martins, H. C. B., Dória, A., Cruz, C., Lopes, L., Sardinha, R., Rocha, A., Noronha, F. (2014). Building up of a nested granite intrusion: magnetic fabric, gravity modelling and fluid inclusion planes studies in Santa Eulália Plutonic Complex (Ossa Morena Zone, Portugal), Geol. Mag.: 1-20.
- SANT'OVAIA, H., Dória, A., Noronha, F. (2015). Emplacement of Argemela microgranite (Central Portugal): Constraints from AMS data and fluid inclusions. 5th International Multidisciplinary Scientific Geoconference. SGEM. Bulgaria. Geology, mineral processing, oil e gas exploration. Vol. 1, 127-133.
- SATO, K., Tassinari, C. C. G., Kawashita, K. e Petronilho L. (1995). O método geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 67 (3), 313-336.
- SBARINI, S. (2012). Dados de anisotropia da suscetibilidade magnética na modelagem tridimensional do maciço sienítico do Piquiri. Tese de curso. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil. 54pp.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1956). Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire – São Pedro do Sul – Sátão region (northern Portugal). Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, 37, 617 pp.
- SHAND, S. J. (1947). Eruptive rocks: their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits (3ª edição). New York: John Willey & Sons.
- SILVA, M. M. V. G. (1995). Mineralogia, petrologia e geoquímica de encraves de rochas graníticas de algumas regiões portuguesas. Tese de Doutoramento em Geologia. Universidade de Coimbra. 288 pp.
- SILVA, M. M. V. G., Neiva, A. M. R. (1990). Geochemistry of the granites and their minerals from Paredes da Beira – Penedono, northern Portugal. Chem. Geology 85, 147 -170.

- SILVA M. M. V. G., Neiva, A. M. R. (2000). Geochemistry of Hercynian Peraluminous granites and their minerals from Carregal do Sal – Nelas – Lagares da Beira área, central Portugal. *Chem. Erde* 59, 329 – 349.
- SIMÕES, P. M. M. P. (2000). Instalação, geocronologia e petrogénese de granitóides biotíticos sintectónicos associados ao cisalhamento Vigo-Régua (ZCI, Norte de Portugal). Tese de doutoramento, Universidade do Minho, 351 pp.
- SPLITZER, Sites (1963). Oak Ridge Natl. Lab. Rep. 5328.
- STACEY, J. S., Kramers J. D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 34, 207-226.
- STEVENSON, C. T. E. (2009). The relationship between forceful and passive emplacement: the interplay between tectonic strain and magma supply in the Rosses Granitic Complex, NW Ireland. *Journal of Structural Geology*, 31, 270-287.
- STEVENSON, C. T. E., Hutton, D. W. H., Owens, W. H. (2007). Flow lobes in granite: the determination of magma flow direction in the trawenagh bay granite, N. W. Ireland, using anisotropy of magnetic susceptibility. *Geological Society of America Bulletin*, 119, 1368-1386.
- STEVENSON, C. T. E., Hutton, D. W. H., Price, A. R. (2008). The emplacement of the Trawenagh Bay Granite and a new model for the emplacement of the Donegal Batholith. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 97, 455-477.
- STIGER, R.H., Jäger, E. (1977). Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 359-362
- STRECKEISEN, A., LeMaître, R. W. (1979). A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks. *N. Jb. Mineral. Abb.*, 136, 169-206.
- SYLVESTER, P. J. (1998): Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45, 29-44.
- TAKAHASHI, M., Aramaki, S., Ishihara, S. (1980). Magnetite-series/ilmenite series versus. I-type/S-type granitoids. In: *Granitic magmatism and related Mineralization. Mining Geology, Special Issue*, 8, 13-28.
- TEIXEIRA, R. J. S. (2008). Mineralogia, petrologia e geoquímica dos granitos e seus enclaves da região de Carrazeda de Ansiães. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro. 430pp.
- THIRLWALL, M. F. (1991) Long-term reproducibility of multicollector Sr and Nd isotope ratio analysis. *Chemical Geology*, 94 , 85-104.

- TILTON, G. R. (1960). Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages. *Journal of Geophysical Research*, 65, 2933-2945.
- TISCHENDORF, G., Lachelt, S., Lange, M., Palchen, W., Meniel, G. (1972). Geochemical specialization of granitoids in the territory of the German Democratic Republik. *Internat. Geol. Congr.*, 24th, Montreal, Sect. 4, 266-275.
- TURPIN, L., Cuney, M., Friedrich, M., Bouchez, J. L., Aubertin, M. (1990). Metagneous origin of Hercynian peraluminous granites in NW French Massif Central: implications for crustal history reconstructions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 104, 163-172.
- TUTTLE, O.F., Bowen, N. L. (1958). Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Am. Memoir* 74, 1 – 45.
- VIGNERESSE, J. L., Bouchez, J. L. (1997). Successive granitic magma batches during pluton emplacement: the case of Cabeza de Araya (Spain). *Journal of petrology*, volume 38, 12: 1767-1776.
- VIGNERESSE, J. L., Tikoff, B., Améglio, L. (1999). Modification of the regional stress field by magma intrusion and formation of tabular granitic plutons. *Tectonophysics*, 302, 203-224.
- VILLASECA, C., Barbero, L. (1994). Chemical variability of Al – Ti – Fe – Mg minerals in peraluminous granitoid rocks from Central Spain. *European Journal of Mineralogy*, 6, 691-710.
- VILLASECA, C., Barbero, L., Rogers, G. (1998). Crystal origin of Hercynian peraluminous granitic batholiths of Central Spain: petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd) constraints. *Lithos*, 43, 55-79.
- WALLFASS, C. M. (1987). The Romeu pluton, NE Portugal: constraints on the origin of leucogranite. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(4), 609-611.
- WASSERBURG, G. J., Jacobsen, S. B., DePaolo, D. J., McCulloch, M. T., Wen, T. (1981) Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 2311-2323.
- WEI, W., Chen, Y., Faure, M., Shi, Y. H., Martelet, G., Hou, K. L., Lin, W., Le Breton, N., Wang, Q. C. (2014). A multidisciplinary study on the emplacement mechanism of the Qingyang–Jiuhua Massif in Southeast China and its tectonic bearings. Part I: Structural geology, AMS and paleomagnetism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 76–93.
- WETHERILL, G. W. (1956). Discordant uranium-lead ages. *Trans. Am. Geophys. Union*, 37, 320-326.

- WHALEN, J. B., Currie, K. L., Chappell, B W. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 407-419.
- WHITE, E., Beam, S. D., Cramer, J. J. (1977). Granitoid types and mineralization with special reference to tin. In: N. Yamada, Ed., *Plutonism in relation to volcanism and metamorphism (Proc. 7th CPPP Meet, Toyama)*, 89-100.
- WINKLER, H.G.F., Schultes, H. (1982). On the problem of alkali feldspar phenocrysts in granitic rocks. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 12, 558-564.
- ZORPI, M. J., Coulon, C., Orsini, J. B. (1991). Hybridization between felsic and mafic magmas in calc-alkaline granitoids, a case study in northern Sardinia, Italy. In Peccerillo, A. (Ed). *Geochemistry of granitoid rocks. Chemical Geology, Special Issue* 92, 45-86.

Anexos

Anexo I— Dados de anisotropia da suscetibilidade magnética para todas as amostras analisadas do granito Valpaços.

Estação amostragem	Km	(10 ⁻⁶ SI)	Ppara%	T	K1	K3	
					dec	inc	dec
VAL-1A1	50.32	5.433	0.52	95	7	1	24
VAL-1B1	67.79	1.761	-0.59	303	35	161	49
VAL-1D1	56.12	2.616	0.45	299	15	200	31
VAL-1D2	60.53	2.803	0.22	127	45	359	32
VAL-1E1	37.54	1.519	0.09	334	73	172	17
VAL-1E2	47.16	2.310	0.14	102	34	226	40
VAL-2A1	67.42	2.112	-0.75	115	22	208	6
VAL-2B1	77.16	3.424	0.35	140	8	31	67
VAL-2C1	52.81	1.893	0.29	156	38	10	47
VAL-2C2	45.24	1.961	0.43	205	29	61	55
VAL-2D1	60.26	2.046	-0.48	110	6	17	21
VAL-2D2	60.06	2.910	0.39	255	15	52	74
VAL-2E1	58.59	1.882	-0.01	114	30	308	59
VAL-2F1	45.65	2.803	0.14	160	19	279	56
VAL-2G1	48.47	3.723	0.74	270	2	4	61
VAL-7A1	47.98	5.411	0.44	136	30	4	49
VAL-7A2	68.52	1.789	-0.78	76	16	317	61
VAL-7B1	45.77	2.569	0.84	111	8	10	53
VAL-7B2	71.35	3.724	0.16	122	17	352	64
VAL-7C1	89.16	1.707	-0.34	292	2	24	48
VAL-7D1	80.44	4.182	0.01	145	1	243	83
VAL-7D2	57.19	2.359	0.20	89	5	356	31
VAL-7E1	54.94	2.413	0.20	102	5	348	78
VAL-7F1	62.13	2.208	-0.40	138	15	247	52
VAL-8A1	65.21	1.460	0.11	109	3	201	39
VAL-8A2	50.86	1.182	-0.79	83	12	351	11
VAL-8B1	58.78	4.111	-0.05	1	5	267	43
VAL-8B2	74.97	1.401	0.16	89	19	341	42
VAL-8C1	58.93	1.365	-0.63	82	25	174	2
VAL-8D1	67.60	9.406	-0.32	132	24	358	57
VAL-8D2	43.87	1.475	0.42	346	70	86	3
VAL-8E1	48.44	2.240	0.56	65	29	330	9
VAL-8E2	48.26	2.304	-0.16	138	30	286	56
VAL-9A1	66.69	2.280	0.80	106	13	342	68
VAL-9A2	73.58	2.545	0.09	248	9	83	80
VAL-9B1	33.32	3.365	0.41	24	1	119	80
VAL-9B2	75.88	2.655	0.30	285	18	63	66
VAL-9C1	73.63	1.345	0.17	140	0	230	63
VAL-9C2	86.66	1.371	0.31	79	3	178	69
VAL-9D1	60.16	1.300	0.66	148	26	53	11
VAL-9D2	45.36	1.626	0.02	343	15	248	20
VAL-9E1	70.46	2.603	-0.76	141	9	242	52
VAL-10A1	91.03	2.969	0.33	233	5	137	51
VAL-10C1	56.95	3.969	-0.03	235	41	60	49
VAL-10D1	43.34	3.591	0.25	61	8	163	57
VAL-11A1	36.62	3.091	-0.59	125	10	270	78
VAL-11B1	72.23	3.512	0.43	300	10	107	80
VAL-11C1	51.37	2.510	0.32	195	22	17	68
VAL-11D1	43.54	3.414	-0.13	6	13	249	63

K: suscetibiliade média em 10-6 SI; Ppara%: anisotropia paramagnética (Bouchez et al., 1987);

T: parâmetro de forma (Jelinek, 1981); Dec: direção, inc: inclinação

Anexo I– (Continuação) Dados de anisotropia da suscetibilidade magnética para todas as amostras analisadas do granito Valpaços.

Estação amostragem	Km	(10 ⁻⁶ SI)	Ppara%	T	K1		K3	
					dec	inc	dec	inc
VAL-11D2	47.04		5.274	0.68	127	25	354	56
VAL-11E1	36.13		5.083	0.34	120	22	304	68
VAL-12A1	56.22		2.427	0.46	181	6	288	69
VAL-12A2	50.45		3.221	0.44	149	14	278	69
VAL-12B1	61.42		4.831	0.28	136	9	235	47
VAL-12C1	71.07		4.033	0.09	334	24	208	53
VAL-12D1	51.28		2.392	-0.02	127	17	264	67
VAL-12E1	62.62		1.762	-0.50	10	6	279	15
VAL-13A1	67.59		2.351	0.42	120	30	22	13
VAL-13B1	90.32		2.876	0.35	140	4	232	17
VAL-13B2	100.30		2.138	0.11	287	60	25	5
VAL-13C1	55.99		3.710	0.04	294	10	30	33
VAL-13C2	34.12		3.181	0.68	111	22	16	12
VAL-13D1	56.56		2.046	-0.35	285	12	26	43
VAL-13D2	37.61		3.863	0.34	119	46	24	5
VAL-14A1	25.79		1.892	0.27	251	16	158	10
VAL-14A2	35.22		1.972	-0.08	76	51	213	31
VAL-14B1	54.84		7.814	0.69	306	1	93	89
VAL-14C1	111.00		1.944	-0.20	118	29	1	39
VAL-14C2	88.62		3.481	-0.33	100	8	357	58
VAL-14D1	36.20		3.141	-0.07	220	61	49	28
VAL-15A1	50.72		3.639	0.03	358	7	213	82
VAL-15A2	52.14		1.898	-0.66	323	4	56	34
VAL-15B1	38.29		3.462	-0.46	140	1	48	56
VAL-15B2	43.78		3.181	-0.33	149	3	241	39
VAL-15C1	63.79		3.204	0.26	135	24	314	66
VAL-15D1	49.75		2.269	0.42	250	12	25	72
VAL-15D2	66.39		2.260	-0.42	91	1	185	81
VAL-16A1	45.00		2.862	-0.01	116	6	229	75
VAL-16A2	62.26		2.976	0.10	108	12	359	57
VAL-16B1	33.21		5.456	0.18	101	4	200	63
VAL-16C1	38.73		3.657	0.01	86	2	353	61
VAL-16C2	47.80		3.691	-0.50	113	1	23	8
VAL-16D1	59.59		2.224	-0.35	315	3	58	78
VAL-16D2	56.25		2.611	-0.10	276	1	7	42
VAL-17A1	53.11		1.980	-0.34	340	6	246	29
VAL-17B1	78.51		2.697	-0.27	121	25	9	38
VAL-17C1	55.71		3.980	0.42	113	24	299	66
VAL-18A1	35.93		3.610	0.25	116	25	290	65
VAL-18A2	56.44		2.324	-0.29	198	30	54	54
VAL-18B1	47.60		1.910	-0.13	271	41	24	24
VAL-18B2	58.90		2.149	0.18	260	47	30	31
VAL-18C1	43.51		3.660	0.03	129	13	31	32
VAL-18D1	65.63		2.145	0.60	278	37	48	41
VAL-19A1	74.25		1.671	-0.02	71	7	335	40
VAL-19A2	86.26		2.348	-0.19	124	15	230	45
VAL-19B1	77.95		2.473	0.11	104	31	351	34
VAL-19C1	63.21		2.534	-0.30	260	20	360	25
VAL-19C2	75.07		1.025	-0.29	316	19	221	14

K: suscetibiliade média em 10-6 SI; Ppara%: anisotropia paramagnética (Bouchez et al., 1987);

T: parâmetro de forma (Jelinek, 1981); Dec: direção, inc: inclinação

Anexo I– (Continuação) Dados de anisotropia da suscetibilidade magnética para todas as amostras analisadas do granito Valpaços.

Estação amostragem	Km	(10 ⁻⁶ SI)	Ppara%	T	K1	K3		
					dec	inc	dec	inc
VAL-19D1		71.23	1.699	-0.68	87	12	331	64
VAL-20A1		80.49	3.029	0.19	341	31	180	58
VAL-20B1		62.00	3.668	0.19	42	18	148	40
VAL-20C1		72.96	3.593	-0.10	191	7	71	77
VAL-20D1		85.64	3.087	0.41	294	34	58	39
VAL-20E1		67.05	3.438	0.67	6	19	121	51
VAL-21A1		59.82	2.720	0.07	296	22	195	25
VAL-21A2		68.01	3.377	0.23	268	36	27	34
VAL-21B1		24.49	3.167	-0.39	186	48	66	24
VAL-21C1		64.82	2.552	0.28	180	24	42	60
VAL-21D1		41.12	3.477	0.45	229	20	349	54
VAL-21E1		79.34	3.144	0.61	135	10	12	72
VAL-21F1		57.59	2.963	0.57	251	29	36	56
VAL-21F2		26.07	3.977	-0.15	296	28	42	28
VAL-22A1		55.14	20.317	-0.63	78	19	342	18
VAL-22A2		75.39	2.156	-0.08	227	23	340	43
VAL-22B1		69.50	3.048	0.40	38	51	293	12
VAL-22B2		41.17	1.831	0.12	321	40	58	8
VAL-22C1		69.33	2.747	0.52	217	26	311	8
VAL-22D1		157.20	1.689	0.69	131	39	334	49
VAL-23A1		35.19	4.816	-0.10	217	59	61	29
VAL-23B1		61.99	2.510	-0.06	285	9	189	33
VAL-23C1		77.29	1.851	-0.63	304	9	208	33
VAL-23D1		25.02	5.610	-0.11	144	31	7	50
VAL-23E1		76.83	2.024	-0.10	151	13	21	71
VAL-24A1		68.30	6.197	-0.09	321	19	216	37
VAL-24B1		51.88	5.516	0.62	123	13	224	40
VAL-24C1		72.62	3.845	0.00	312	26	93	58
VAL-24D1		99.30	3.133	0.56	311	30	177	50
VAL-25A1		41.22	2.968	-0.08	145	49	36	15
VAL-25B1		42.24	3.783	0.11	315	37	90	43
VAL-25C1		38.16	4.991	0.85	342	25	83	23
VAL-25D1		47.26	2.460	0.00	292	72	67	13
VAL-25E1		35.40	3.945	-0.01	223	24	7	61
VAL-26A		91.81	2.805	0.59	114	19	342	62
VAL-26B		67.30	2.330	-0.74	107	7	314	82
VAL-26C		58.56	0.851	-0.20	123	32	264	51
VAL-26D1		67.65	1.932	-0.06	84	29	316	48
VAL-26D2		66.01	3.077	-0.88	62	15	278	72
VAL-26E		66.53	1.972	0.45	203	15	296	11
VAL-27A		73.20	1.965	-0.33	346	20	232	47
VAL-27B		82.14	2.295	0.58	27	39	227	49
VAL-27C		59.66	2.685	0.09	1	18	259	31
VAL-27D1		50.00	1.845	0.04	145	9	298	80
VAL-27D2		82.60	3.317	0.29	351	2	240	84
VAL-27E		64.94	2.836	-0.04	258	34	7	26
VAL-27F		42.87	2.183	0.60	35	67	194	22
VAL-27G		44.25	2.394	0.33	1	33	260	18
VAL-28A		23.68	2.663	0.10	111	21	355	49

K: suscetibilidade média em 10⁻⁶ SI; Ppara%: anisotropia paramagnética (Bouchez et al., 1987);

T: parâmetro de forma (Jelinek, 1981); Dec: direção, inc: inclinação

Anexo I– (Continuação) Dados de anisotropia da suscetibilidade magnética para todas as amostras analisadas do granito Valpaços.

Estação amostragem	Km	(10 ⁻⁶ SI)	Ppara%	T	K1		K3	
					dec	inc	dec	inc
VAL-28B	52.39	1.633	0.45		279	35	157	37
VAL-28C	54.56	3.793	-0.06		136	47	33	12
VAL-28D	31.21	4.741	0.75		110	48	214	13
VAL-28E	28.86	3.123	0.73		314	60	212	7
VAL-28F1	17.73	4.018	0.00		356	1	87	40
VAL-28F2	18.79	6.450	0.14		202	9	320	72
VAL-29A1	66.93	2.683	-0.58		312	3	44	37
VAL-29A2	57.58	2.668	-0.45		131	17	255	61
VAL-29B1	88.55	2.227	0.07		321	21	218	31
VAL-29B2	40.38	2.806	0.41		92	23	188	14
VAL-29C1	28.06	2.143	-0.17		91	18	338	49
VAL-29C2	34.79	1.833	-0.35		119	14	216	26
VAL-29D1	32.80	1.670	0.46		290	52	151	21
VAL-29D2	126.48	1.876	0.76		220	47	355	24
VAL-30A1	66.81	2.016	-0.74		292	3	176	83
VAL-30A2	60.19	2.285	-0.48		234	25	3	54
VAL-30B1	59.64	1.215	0.38		138	51	37	9
VAL-30B2	64.06	2.228	0.48		282	2	13	21
VAL-30B3	36.57	1.054	-0.09		201	30	22	60
VAL-30C1	33.97	1.722	0.22		60	16	247	74
VAL-30C2	46.60	2.550	0.29		70	5	233	85
VAL-30D	55.44	1.782	0.40		100	16	2	27
VAL-30F1	48.73	2.011	0.38		287	7	21	30
VAL-30F2	51.46	1.893	0.73		132	81	228	1
VAL-31A1	54.94	2.069	0.00		269	19	82	71
VAL-31A2	39.03	2.161	0.52		90	5	350	63
VAL-31B1	45.02	2.196	-0.19		54	23	202	63
VAL-31B2	47.52	1.047	-0.73		120	32	238	37
VAL-31C1	54.03	4.873	-0.21		108	9	7	51
VAL-31C2	39.97	1.344	0.67		231	45	77	43
VAL-31D1	46.05	2.481	-0.37		160	32	306	53
VAL-31D2	52.38	3.355	-0.37		79	21	307	61
VAL-31E1	49.08	3.166	-0.20		77	10	344	16
VAL-31E2	74.06	2.813	-0.09		249	13	354	47
VAL-32A1	56.06	3.039	0.58		179	25	320	59
VAL-32A2	49.35	3.286	0.44		107	28	350	41
VAL-32B1	43.62	3.344	0.20		98	10	347	64
VAL-32B2	31.55	3.077	0.22		84	6	249	84
VAL-32C1	51.14	2.701	0.28		68	18	167	25
VAL-32C2	46.09	3.178	-0.06		287	14	36	54
VAL-32D1	35.28	2.368	0.71		261	15	51	73
VAL-32D2	56.39	3.398	-0.37		115	15	227	55
VAL-32E	36.79	3.989	-0.29		118	15	27	5
VAL-32F	41.83	1.670	0.16		135	27	11	48
VAL-32G	43.71	1.824	-0.56		191	20	357	69
VAL-33A1	46.26	1.503	0.77		55	6	317	53
VAL-33A2	59.47	3.373	-0.09		72	3	198	85
VAL-33B1	53.61	2.247	-0.78		183	25	8	65
VAL-33B2	48.49	3.734	-0.18		219	18	316	22

K: suscetibilidade média em 10⁻⁶ SI; Ppara%: anisotropia paramagnética (Bouchez et al., 1987);

T: parâmetro de forma (Jelinek, 1981); Dec: direção, inc: inclinação

Anexo I– (Continuação) Dados de anisotropia da suscetibilidade magnética para todas as amostras analisadas do granito Valpaços.

Estação amostragem	Km	(10 ⁻⁶ SI)	Ppara%	T	K1		K3	
					dec	inc	dec	inc
VAL-33C1	39.37	1.954	0.39		96	15	351	43
VAL-33C2	47.52	3.277	-0.24		221	32	335	34
VAL-33D1	44.39	3.659	0.59		260	1	354	78
VAL-33D2	50.33	3.058	0.49		81	26	262	64
VAL-33E1	47.68	2.634	0.24		105	15	286	75
VAL-33E2	35.53	1.184	0.16		76	21	338	21
VAL-33F	69.19	3.138	-0.25		91	11	339	62
VAL-33F2	38.10	1.851	0.35		328	53	74	12
VAL-33G1	74.93	3.692	-0.28		0	20	107	38
VAL-33G2	48.77	3.630	0.11		101	38	331	40
VAL-34A	68.07	1.927	0.13		308	3	208	74
VAL-34B1	40.20	1.359	-0.13		69	13	162	16
VAL-34B2	40.61	3.567	0.86		90	38	313	43
VAL-34C1	46.01	2.853	-0.07		62	32	291	46
VAL-34C2	48.09	2.407	0.09		34	85	292	1
VAL-34D1	38.63	3.752	0.57		234	25	355	48
VAL-34D2	42.52	3.349	-0.05		237	4	343	74
VAL-34E1	39.75	2.908	-0.19		246	14	140	47
VAL-34E2	61.73	3.245	-0.13		246	17	343	22
VAL-35A1	54.92	3.760	0.07		213	30	320	28
VAL-35A2	48.57	3.968	-0.23		93	23	316	60
VAL-35B	27.02	2.568	-0.65		285	1	16	21
VAL-35C1	52.24	3.271	0.52		121	40	6	27
VAL-35C2	65.34	3.002	0.09		103	4	9	46
VAL-35D1	58.07	1.569	0.45		117	17	252	67
VAL-35D2	65.39	4.413	0.33		63	12	269	77
VAL-35E1	45.43	2.253	-0.51		183	32	44	50
VAL-35E2	43.35	3.138	-0.11		130	1	39	20
VAL-36A	47.03	2.004	0.52		179	68	357	22
VAL-36B1	51.31	3.128	0.53		102	2	217	86
VAL-36B2	58.02	2.554	0.07		275	8	57	80
VAL-36C	43.52	4.966	0.67		270	1	1	58
VAL-36D	52.47	3.421	-0.77		291	16	43	52
VAL-36E1	76.39	3.774	0.11		274	15	23	51
VAL-36E2	77.28	2.009	-0.04		238	2	136	78
VAL-37A1	41.96	2.818	-0.24		87	16	303	70
VAL-37A2	64.15	2.433	-0.17		102	25	353	34
VAL-37B	44.04	2.072	0.25		260	13	351	5
VAL-37C1	36.27	5.171	-0.88		288	21	87	68
VAL-37C2	60.58	2.541	0.30		112	5	282	85
VAL-37D1	48.10	2.324	-0.31		117	70	26	1
VAL-37D2	47.28	5.330	-0.18		59	3	149	7
VAL-37D3	45.96	2.635	0.18		70	42	177	18
VAL-38A1	40.44	1.779	0.60		59	0	150	17
VAL-38A2	50.80	1.096	0.12		41	4	133	26
VAL-38B1	45.64	0.846	0.65		55	58	160	9
VAL-38B2	53.03	1.099	0.47		38	47	299	9
VAL-38C1	41.43	1.750	0.14		21	55	144	21
VAL-38C2	60.57	1.947	0.44		30	50	156	26
VAL-38D1	19.73	1.130	0.25		252	44	48	43
VAL-38D2	24.70	1.200	-0.32		64	43	247	47

K: suscetibiliade média em 10-6 SI; Ppara%: anisotropia paramagnética (Bouchez et al., 1987);

T: parâmetro de forma (Jelinek, 1981); Dec: direção, inc: inclinação

Anexo II– Análises químicas (%peso) e fórmulas estruturais do feldspato potássico do granito de Valpaços.

Amostra	Val 1	Val 2	Val 3	Val 3	Val 62-2	Val 62-2	Val 62-2	Val 62-2	Val 62-2	Val 62-3	Val 62-3	Val 62-3	Val 62-3	Val 62-3
	Mega	Matriz	Matriz	Matriz	Mega	Mega	Matriz	Mega	Mega	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz
SiO ₂	64.48	63.98	63.55	64.3	63.65	64.24	64.11	64.24	64.67	64.24	63.88	64.53	64.29	64.33
TiO ₂	-	-	-	0.02	0.03	0.01	-	-	-	0.01	-	0.03	-	0.04
Al ₂ O ₃	18.76	18.92	18.53	18.65	18.54	17.96	17.59	18.2	17.78	18.04	18.12	18.33	18.54	18.47
FeO	0.04	-	-	0.07	0.05	-	-	0.08	-	0.06	-	-	0.06	-
MnO	-	-	-	-	-	0.02	0.01	-	-	0.02	0.08	0.01	0.14	-
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0.20	0.05	0.04	0.10	0.38	0.13	0.23	0.03	0.30	-	0.06	0.034	-	-
CaO	0.02	-	0.08	0.02	-	0.02	-	-	-	0.02	-	0.04	-	-
Na ₂ O	0.86	0.70	0.77	0.83	1.25	1.42	1.14	1.28	1.14	1.15	0.98	0.92	1.50	1.00
K ₂ O	15.14	15.43	15.46	15.37	15.24	14.58	14.85	14.92	14.95	15.02	15.44	15.54	14.81	15.34
P ₂ O ₅	0.24	0.37	0.31	0.40	0.81	0.26	0.27	0.33	0.26	0.45	0.453	0.28	0.54	0.58
Total	99.49	99.08	98.44	99.36	99.14	98.38	97.93	98.74	98.84	98.55	98.56	99.43	99.35	99.18
Número de iões na base de 32 átomos de oxigénio														
Si	11.949	11.908	11.944	11.920	11.903	12.025	12.075	11.986	12.073	12.009	11.978	11.981	11.929	11.960
Al	4.097	4.150	4.083	4.096	4.086	3.962	3.905	4.002	3.912	3.975	4.004	4.011	4.054	4.047
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ³⁺	0.006	-	-	0.011	0.008	-	-	0.012	-	0.009	-	-	0.010	-
Mn	-	-	-	-	-	0.001	-	-	-	0.001	0.003	-	0.006	-
Na	0.308	0.251	0.279	0.300	0.452	0.515	0.415	0.464	0.413	0.416	0.356	0.330	0.540	0.360
Ca	0.004	1E-04	0.016	0.004	-	0.003	-	-	-	0.004	-	0.008	-	-
K	3.579	3.664	3.664	3.678	3.636	3.482	3.568	3.551	3.560	3.582	3.693	3.681	3.506	3.638
%Or	92	94	93	92	89	87	90	88	90	90	91	92	87	91
%Ab	8	6	7	8	11	13	10	12	10	10	9	8	13	9
%An	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Mega- megacristal; Matriz- cristal da matriz; - não encontrado.

Anexo II – (Continuação) Análises químicas (%peso) e fórmulas estruturais do feldspato potássico do granito de Valpaços.

	Val 62-5	Val 62-5	Val 62-5	Val 62-5	Val 62-5	Val 62-5	Val 62-20A	Val 62-20A	Val 62-20A	Val 62-20A	Val 62-20A	Val 62-20A	Val 62-20B	Val 62-20B
Amostra	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Mega	Mega	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz
SiO ₂	64.65	65.49	64.82	65.72	64.49	64.61	63.69	63.18	63.94	63.95	63.76	63.15	64.38	63.93
TiO ₂	-	-	0.03	0.04	0.03	-	0.02	0.02	-	0.02	0.01	-	-	-
Al ₂ O ₃	18.87	18.43	18.82	17.97	18.51	18.7	18.36	18.2	18.45	18.18	18.24	18.42	18.6	18.66
FeO	0.06	-	0.07	0.03	0.03	0.02	0.01	-	-	-	0.05	-	-	0.04
MnO	0.04	0.04	-	-	-	0.07	-	-	-	0.05	0.05	-	-	0.01
MgO	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	-	0.15	0.07	0.17	0.26	0.08	-	-	0.043	0.21	0.06	0.15	0.12	0.09
CaO	-	-	-	0.02	-	-	0.01	-	0.03	-	0.01	0.10	0.03	-
Na ₂ O	0.98	0.33	1.10	0.30	0.73	0.76	1.34	0.59	1.42	0.87	1.22	0.31	1.01	1.20
K ₂ O	14.98	15.37	15.37	15.9	15.56	15.38	14.91	15.72	14.92	15.47	14.82	15.95	15.35	14.94
P ₂ O ₅	0.46	0.27	0.66	0.05	0.77	0.69	0.38	0.56	0.50	0.49	0.46	0.54	0.43	0.40
Total	99.58	99.82	100.28	100.16	99.61	99.63	98.34	97.71	98.80	98.76	98.22	98.09	99.48	98.87
Número de iões na base de 32 átomos de oxigénio														
Si	11.939	12.063	11.927	12.102	11.969	11.957	11.940	11.951	11.936	11.979	11.965	11.926	11.947	11.922
Al	4.107	4.001	4.081	3.900	4.049	4.079	4.056	4.057	4.059	4.014	4.034	4.100	4.068	4.101
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ³⁺	0.009	-	0.011	0.005	0.005	0.003	0.001	-	-	-	0.008	-	-	0.007
Mn	0.002	0.002	-	-	-	0.003	-	-	-	0.002	0.002	-	-	-
Na	0.350	0.119	0.391	0.108	0.263	0.273	0.486	0.217	0.514	0.316	0.444	0.113	0.364	0.433
Ca	-	-	-	0.005	-	-	0.002	-	0.006	-	0.002	0.021	0.005	-
K	3.529	3.612	3.608	3.735	3.684	3.631	3.566	3.794	3.553	3.697	3.548	3.843	3.634	3.554
%Or	91	97	90	97	93	93	88	95	87	92	89	97	91	89
%Ab	9	3	10	3	7	7	12	5	13	8	11	3	9	11
%An	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-

Mega- megacristal; Matriz- cristal da matriz; - não encontrado.

Anexo II – (Continuação) Análises químicas (%peso) e fórmulas estruturais do feldspato potássico do granito de Valpaços.

	Val 62-20B	Val 62-20B	Val 62-21	Val 62-21	Val 62-21	Val 62-21	Val 62-22	Val 62-22	Val 62-22	Val 62-22	Val 62-22	Val 62-22
Amostra	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz	Mega	Mega	Mega	Mega	Matriz	Matriz	Matriz	Matriz
SiO ₂	63.87	64.79	64.37	65.04	64.35	64.11	64.44	64.8	63.8	63.98	63.95	65.38
TiO ₂	-	-	0.02	-	-	-	-	0.05	0.01	-	-	-
Al ₂ O ₃	18.46	18.41	18.22	17.79	18.46	18.38	18.84	18.6	19.09	19	19.35	18.96
FeO	0.02	0.07	0.08	-	0.10	0.05	0.01	0.08	-	0.01	-	-
MnO	-	0.02	-	-	-	-	0.04	0.02	0.10	0.06	0.06	0.10
MgO	-	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-
BaO	-	0.03	0.03	0.23	0.28	0.18	0.08	0.03	0.04	0.03	0.071	0.09
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01	-	0.02	0.01
Na ₂ O	0.84	1.49	0.99	0.44	1.33	1.03	0.24	0.62	0.90	0.74	0.56	0.56
K ₂ O	15.4	14.61	15.38	15.81	14.66	15.15	15.75	15.22	15.07	14.86	15.25	15.13
P ₂ O ₅	0.27	0.27	0.34	-	0.29	0.37	0.60	0.40	1.03	1.04	1.01	0.23
Total	98.59	99.42	99.09	99.31	99.18	98.91	99.41	99.41	99.02	98.69	99.25	100.23

Número de iões na base de 32 átomos de oxigénio												
Si	11.950	11.985	11.986	12.097	11.965	11.966	11.953	11.988	11.874	11.916	11.867	11.985
Al	4.071	4.014	3.999	3.900	4.045	4.043	4.119	4.055	4.187	4.171	4.232	4.096
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ³⁺	0.003	0.011	0.012	-	0.016	0.008	0.002	0.013	-	0.002	-	-
Mn	-	0.001	-	-	-	-	0.002	0.001	0.004	0.003	0.002	0.004
Na	0.304	0.534	0.358	0.160	0.478	0.372	0.087	0.221	0.323	0.267	0.201	0.199
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	0.002	-	0.004	0.002
K	3.676	3.448	3.654	3.751	3.477	3.607	3.727	3.592	3.578	3.531	3.610	3.538

%Or	92	87	91	96	88	91	98	94	92	93	95	95
%Ab	8	13	9	4	12	9	2	6	8	7	5	5
%An	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Mega- megacristal; Matriz- cristal da matriz; - não encontrado.

Anexo III - Análises químicas (%peso) e fórmulas estruturais da plagioclase do granito de Valpaços.

Amostra	Val 2	Val 2	Val 3	Val 3	Val 62-2	Val 62-2	Val 62-2	Val 62-2	Val 62-2	Val 62-2	Val 62-2	Val 62-2
	N	B	N	B	N	N	N	N	N	B	B	B
SiO ₂	62.88	66.69	65.07	64.85	64.78	66.57	67.53	65.71	67.07	68.09	67.53	67.07
TiO ₂	-	0.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	22.67	20.10	21.04	21.13	21.14	19.81	19.02	20.54	19.53	18.96	19.02	19.53
FeO(t)	-	0.04	0.01	-	-	0.02	-	0.09	-	-	-	-
MnO	-	-	0.07	0.03	-	-	-	0.01	-	-	-	-
MgO	-	-	0.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0.14	0.03	-	0.13	-	0.02	0.02	-	-	-	0.02	-
CaO	3.56	0.31	1.46	1.50	2.58	1.05	0.24	1.70	0.33	0.15	0.24	0.33
Na ₂ O	9.46	11.46	10.34	11.03	10.55	11.53	11.90	10.92	11.90	11.92	11.90	11.90
K ₂ O	0.21	0.12	0.36	0.13	0.18	0.12	0.14	0.23	0.21	0.09	0.14	0.21
P ₂ O ₅	0.24	0.46	0.60	0.52	0.32	0.25	0.29	0.41	0.65	0.26	0.29	0.65
Total	99.17	99.24	98.96	99.33	99.55	99.36	99.15	99.61	99.69	99.48	99.15	99.69

Número de iões na base de 32 átomos de oxigénio

Si	11.244	11.822	11.617	11.563	11.514	11.798	11.967	11.655	11.878	12.006	11.967	11.878
Al	4.778	4.199	4.427	4.440	4.428	4.138	3.973	4.294	4.076	3.940	3.973	4.076
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ³⁺	-	0.006	0.001	-	-	0.003	-	0.013	-	-	-	-
Mn	-	-	0.003	0.001	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	3.280	3.939	3.579	3.813	3.636	3.962	4.089	3.755	4.086	4.075	4.089	4.086
Ca	0.682	0.060	0.279	0.287	0.491	0.199	0.045	0.323	0.062	0.029	0.045	0.062
K	0.048	0.028	0.082	0.029	0.041	0.026	0.033	0.053	0.047	0.021	0.033	0.047
%Ab	82	98	91	92	87	95	98	91	97	99	98	97
%An	17	1	7	7	12	5	1	8	1	1	1	1
%Or	1	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1

N- núcleo; B- bordo; - não encontrado.

Anexo III – (Continuação) Análises químicas (%peso) e fórmulas estruturais da plagioclase do granito de Valpaços.

Amostra	Val 62-3	Val 62-3	Val 62-3	Val 62-3	Val 62-5	Val 62-5	Val 62-5	Val 62-5	Val 62-5	Val 62-5	Val 62-20A	Val 62-20A
	N	B	B	B	N	N	N	B	B	B	N	N
SiO ₂	64.66	65.06	67.91	66.66	64.74	64.75	64.87	67.97	64.77	69.15	64.19	65.27
TiO ₂	0.03	-	-	-	-	-	0.02	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	20.69	20.40	19.31	19.47	21.20	21.66	21.75	19.35	21.74	19.13	21.39	20.63
FeO(t)	-	0.09	-	-	0.06	0.09	-	-	-	0.01	0.03	0.02
MnO	-	0.04	0.07	-	0.06	0.09	0.06	-	-	0.03	-	-
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	-	-	0.03	-	0.05	-	0.07	-	0.07	-	0.05	0.03
CaO	1.47	1.50	0.41	0.73	2.28	2.74	2.79	0.20	3.01	0.41	2.57	1.25
Na ₂ O	11.03	10.86	11.71	11.64	10.33	9.93	10.26	11.60	10.05	11.73	10.28	11.21
K ₂ O	0.20	0.20	0.07	0.10	0.34	0.27	0.18	0.11	0.22	0.15	0.39	0.31
P ₂ O ₅	0.74	0.69	0.40	0.29	0.35	0.24	0.37	0.49	0.36	-	0.25	0.73
Total	98.82	98.84	99.90	98.89	99.41	99.77	100.37	99.71	100.23	100.61	99.15	99.46
Número de iões na base de 32 átomos de oxigénio												
Si	11.602	11.657	11.950	11.859	11.524	11.466	11.448	11.972	11.446	12.022	11.463	11.639
Al	4.375	4.308	4.005	4.082	4.448	4.520	4.524	4.017	4.528	3.920	4.502	4.336
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ³⁺	-	0.014	-	-	0.009	0.013	-	-	-	0.001	0.004	0.003
Mn	-	0.002	0.003	-	0.002	0.004	0.002	-	-	0.001	-	-
Na	3.837	3.773	3.995	4.015	3.565	3.409	3.511	3.961	3.443	3.954	3.559	3.876
Ca	0.283	0.288	0.077	0.138	0.435	0.520	0.528	0.038	0.570	0.076	0.492	0.239
K	0.045	0.046	0.016	0.024	0.077	0.060	0.042	0.024	0.051	0.034	0.088	0.071
%Ab	92	92	98	96	87	85	86	98	85	97	86	93
%An	7	7	2	3	11	13	13	1	14	2	12	6
%Or	1	1	-	1	2	2	1	1	1	1	2	2

N- núcleo; B- bordo; - não encontrado.

Anexo III – (Continuação) Análises químicas (%peso) e fórmulas estruturais da plagioclase do granito de Valpaços.

Amostra	Val 62-20A	Val 62-20A	Val 62-20A	Val 62-20A	Val 62-20B	Val 62-20B	Val 62-22	Val 62-22	Val 62-22
	N	B	B	B	N	B	N	B	B
SiO ₂	64.17	67.63	65.30	66.74	64.09	64.65	68.43	68.64	66.24
TiO ₂	-	0.01	0.01	-	0.01	0.01	-	0.02	0.02
Al ₂ O ₃	21.13	19.39	20.22	19.97	21.95	21.26	19.95	20.08	21.02
FeO(t)	0.06	0.08	0.08	0.07	0.03	-	-	0.08	0.06
MnO	-	0.08	-	-	-	-	0.02	-	-
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	-	0.05	-	0.04	0.03	-	0.09	0.05	0.02
CaO	2.26	0.27	0.87	0.57	2.78	2.08	0.62	0.32	1.26
Na ₂ O	10.40	11.97	11.36	11.75	10.17	10.72	10.99	11.14	11.02
K ₂ O	0.30	0.20	0.20	0.14	0.28	0.23	0.09	0.22	0.22
P ₂ O ₅	0.37	0.11	0.92	0.51	0.22	0.48	0.02	0.02	0.73
Total	98.69	99.79	98.96	99.80	99.57	99.43	100.20	100.59	100.60
Número de iões na base de 32 átomos de oxigénio									
Si	11.506	11.908	11.704	11.801	11.390	11.514	11.932	11.924	11.651
Al	4.465	4.024	4.271	4.162	4.598	4.463	4.100	4.111	4.358
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ³⁺	0.009	0.012	0.012	0.011	0.004	-	0.004	-	0.012
Mn	-	0.003	-	-	-	-	-	-	-
Na	3.616	4.086	3.948	4.028	3.504	3.702	3.504	3.702	3.752
Ca	0.434	0.050	0.167	0.108	0.529	0.397	0.529	0.397	0.060
K	0.069	0.046	0.047	0.032	0.064	0.052	0.021	0.050	0.050
%Ab	88	98	95	97	86	89	96	97	93
%An	11	1	4	3	13	10	3	2	6
%Or	2	1	1	1	2	1	1	1	1

N- núcleo; B- bordo; - não encontrado.

Anexo IV - Análises químicas (%peso) e fórmulas estruturais da biotite do granito de Valpaços.

Amostra	Val 3	Val 48-3	Val 48-3	Val 48-3	Val 62-2	Val 62-2	Val 62-2	Val 62-2	Val 62-2	Val 62-2	Val 62-3	Val 62-3
SiO ₂	35.35	35.04	35.14	35.14	35.04	35.10	34.75	35.22	35.58	34.88	34.39	34.66
TiO ₂	2.51	2.97	2.11	3.20	2.90	3.02	3.09	2.95	2.45	2.26	3.44	3.22
Al ₂ O ₃	20.44	19.41	20.06	19.70	18.28	18.91	18.89	19.06	18.99	18.91	18.34	18.10
Cr ₂ O ₃	-	0.04	-	0.06	-	-	0.06	0.03	-	-	-	-
FeO	20.06	21.62	20.36	21.11	22.08	22.00	22.21	21.71	21.40	22.01	22.06	20.89
Fe ₂ O ₃	0.80	0.91	0.88	0.68	1.24	1.06	1.20	0.92	1.31	1.37	1.10	0.91
MnO	0.03	0.36	0.12	0.23	0.14	0.18	0.20	0.20	0.19	0.25	0.21	0.30
MgO	6.80	7.40	7.75	7.57	6.94	6.75	7.02	7.22	7.48	7.23	6.88	6.89
CaO	0.09	-	0.01	-	0.00	0.00	0.01	-	-	-	0.01	-
Na ₂ O	0.15	0.10	0.10	0.13	0.07	0.11	0.20	0.07	0.15	0.06	0.06	0.03
K ₂ O	8.73	9.24	9.36	9.30	9.32	9.22	9.20	9.41	9.05	9.20	9.11	9.45
Total	94.16	96.18	95.02	96.45	94.78	95.29	95.63	95.87	95.29	94.80	94.51	93.54
Número de iões na base de 22 átomos de oxigénio												
Si	5.391	5.344	5.359	5.359	5.344	5.353	5.299	5.371	5.426	5.319	5.245	5.286
Al ^{IV}	2.609	2.656	2.641	2.641	2.656	2.647	2.701	2.629	2.574	2.681	2.755	2.714
Σ	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al ^{VI}	1.065	0.832	0.964	0.900	0.629	0.752	0.695	0.797	0.839	0.718	0.541	0.539
Ti	0.288	0.341	0.242	0.367	0.333	0.346	0.354	0.338	0.281	0.259	0.395	0.369
Cr	-	0.005	-	0.008	-	-	0.007	0.003	-	-	-	-
Fe ²⁺	2.558	2.757	2.597	2.692	2.816	2.806	2.833	2.769	2.729	2.807	2.813	2.664
Fe ³⁺	0.092	0.104	0.101	0.078	0.142	0.122	0.138	0.105	0.150	0.157	0.127	0.105
Mn	0.004	0.046	0.016	0.030	0.019	0.023	0.026	0.026	0.024	0.032	0.028	0.038
Mg	1.546	1.682	1.762	1.721	1.577	1.534	1.596	1.641	1.700	1.643	1.564	1.566
Ca	0.014	-	0.002	-	-	-	0.002	-	-	-	0.002	-
Na	0.044	0.030	0.030	0.039	0.022	0.033	0.058	0.021	0.045	0.017	0.019	0.009
K	1.698	1.798	1.821	1.809	1.813	1.794	1.790	1.831	1.761	1.790	1.772	1.838
Σ	7.310	7.595	7.534	7.643	7.351	7.409	7.498	7.531	7.529	7.423	7.261	7.129
Total	15.310	15.595	15.534	15.643	15.351	15.409	15.498	15.531	15.529	15.423	15.261	15.129
XFe	0.623	0.621	0.596	0.610	0.641	0.646	0.640	0.628	0.616	0.631	0.643	0.630
Fet	2.650	2.862	2.698	2.770	2.958	2.928	2.970	2.874	2.879	2.964	2.940	2.769
XMg#	36.839	37.019	39.504	38.318	34.780	34.384	34.946	36.348	37.128	35.667	34.723	36.127

Fe₂O₃ e FeO foram estimados a partir do FeOt obtido na microsonda eletrónica, através do método de Bruyln et al. (1983)

- não encontrado; n- número de análises.

Anexo IV – (Continuação) Análises químicas (%peso) e fórmulas estruturais da biotite do granito de Valpaços.

Amostra	Val 62-3	Val 62-3	Val 62-3	Val 62-3	Val 62-16	Val 62-16	Val 62-16	Val 62-16	Val 62-18	Val 62-18	Val 62-18	Val 62-18
SiO ₂	34.91	34.09	34.88	34.96	34.46	34.98	34.75	34.97	34.63	34.77	34.67	34.57
TiO ₂	2.90	2.78	3.23	3.28	1.88	1.42	2.39	2.35	1.60	1.71	1.92	2.16
Al ₂ O ₃	18.95	18.49	18.85	19.15	20.28	20.35	20.00	19.97	19.41	19.55	19.34	19.03
Cr ₂ O ₃	0.02	-	0.06	0.01	-	-	-	0.02	-	-	-	-
FeO	20.93	22.07	23.48	21.61	23.52	22.15	21.99	21.00	21.95	21.83	21.64	21.71
Fe ₂ O ₃	0.90	1.38	1.11	0.75	1.46	1.35	1.14	0.92	1.39	1.45	1.27	1.30
MnO	0.18	0.10	0.23	0.12	0.08	0.12	0.06	0.11	0.30	0.29	0.22	0.12
MgO	6.57	6.74	6.69	6.53	6.24	6.79	7.04	7.00	7.22	7.36	7.09	7.10
CaO	-	-	-	0.03	-	-	-	-	0.02	-	0.01	0.03
Na ₂ O	0.08	0.09	0.05	0.10	0.14	0.06	0.06	0.13	0.04	0.10	0.07	0.05
K ₂ O	9.26	9.10	9.34	9.43	9.10	9.10	8.86	9.31	9.49	9.21	9.46	9.33
Total	93.79	93.46	96.81	95.21	95.70	94.98	95.15	94.86	94.66	94.82	94.43	94.11
Número de iões na base de 22 átomos de oxigénio												
Si	5.324	5.199	5.319	5.331	5.255	5.334	5.299	5.333	5.281	5.302	5.287	5.272
Al ^{IV}	2.676	2.801	2.681	2.669	2.745	2.666	2.701	2.667	2.719	2.698	2.713	2.728
Σ	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al ^{VI}	0.730	0.522	0.707	0.773	0.900	0.992	0.894	0.922	0.770	0.816	0.763	0.692
Ti	0.333	0.319	0.370	0.376	0.216	0.163	0.274	0.270	0.184	0.196	0.220	0.248
Cr	0.002	0.000	0.007	0.001	-	-	-	0.003	-	-	-	-
Fe ²⁺	2.669	2.815	2.995	2.756	3.000	2.825	2.805	2.678	2.799	2.784	2.760	2.769
Fe ³⁺	0.104	0.158	0.127	0.086	0.168	0.155	0.131	0.105	0.159	0.166	0.145	0.149
Mn	0.023	0.013	0.030	0.015	0.010	0.016	0.007	0.015	0.039	0.037	0.029	0.016
Mg	1.493	1.532	1.521	1.484	1.418	1.543	1.600	1.591	1.641	1.673	1.612	1.614
Ca	-	-	-	0.005	-	-	0.001	-	0.002	-	0.002	0.006
Na	0.022	0.027	0.016	0.030	0.041	0.017	0.017	0.038	0.013	0.029	0.022	0.015
K	1.801	1.770	1.817	1.834	1.770	1.770	1.724	1.811	1.846	1.792	1.840	1.815
Σ	7.178	7.156	7.590	7.360	7.524	7.483	7.453	7.433	7.454	7.493	7.394	7.324
Total	15.178	15.156	15.590	15.360	15.524	15.483	15.453	15.433	15.454	15.493	15.394	15.324
XFe	0.641	0.648	0.663	0.650	0.679	0.647	0.637	0.627	0.630	0.625	0.631	0.632
Fet	2.773	2.973	3.122	2.842	3.167	2.980	2.936	2.783	2.959	2.950	2.905	2.918
XMg#	35.003	34.006	32.755	34.311	30.930	34.118	35.278	36.373	35.679	36.188	35.679	35.611

Fe₂O₃ e FeO foram estimados a partir do FeOt obtido na microsonda eletrónica, através do método de Bruyín et al. (1983)

- não encontrado; n- número de análises.

Anexo IV – (Continuação) Análises químicas (%peso) e fórmulas estruturais da biotite do granito de Valpaços.

Amostra	Val 62-18	Val 62-18	Val 62-18	Val 62-18	Val 62-20A	Val 62-20A	Val 62-20A	Val 62-20A	Val 62-20A	Val 62-20A	Val 62-20B	Val 62-20B
SiO ₂	34.70	34.31	34.82	34.55	34.47	35.16	35.17	35.30	34.58	34.53	35.73	34.67
TiO ₂	1.77	1.74	1.82	1.80	2.79	2.40	2.33	2.00	2.57	2.14	2.36	1.84
Al ₂ O ₃	19.37	19.06	19.62	19.40	19.14	19.64	19.58	19.54	19.16	19.45	20.47	19.66
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	0.02	-	-	0.01	-	-	-	0.02
FeO	21.05	20.70	22.54	22.63	22.77	21.80	22.82	22.56	22.77	23.51	21.34	21.05
Fe ₂ O ₃	1.26	1.33	1.29	1.56	1.05	0.98	1.14	1.21	1.25	1.43	0.89	1.39
MnO	0.14	0.32	0.33	0.17	0.21	0.18	0.44	0.27	0.16	0.16	0.06	0.06
MgO	7.11	7.07	6.55	6.50	5.58	6.00	5.83	6.08	5.78	5.82	7.13	7.74
CaO	0.00	0.01	-	-	-	-	-	0.01	-	-	0.02	0.02
Na ₂ O	0.04	0.10	0.07	0.05	0.05	0.13	0.06	0.06	0.07	0.08	0.12	0.10
K ₂ O	9.32	9.46	9.51	9.00	9.41	9.47	9.31	9.42	9.17	9.27	9.00	8.95
Total	93.51	92.77	95.26	94.09	94.43	94.78	95.54	95.25	94.26	94.96	96.23	94.11
Número de iões na base de 22 átomos de oxigénio												
Si	5.292	5.232	5.310	5.269	5.257	5.362	5.363	5.383	5.273	5.266	5.449	5.287
Al ^{IV}	2.708	2.768	2.690	2.731	2.743	2.638	2.637	2.617	2.727	2.734	2.551	2.713
Σ	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al ^{VI}	0.773	0.658	0.836	0.756	0.697	0.892	0.883	0.895	0.717	0.762	1.128	0.821
Ti	0.203	0.200	0.209	0.206	0.320	0.275	0.267	0.229	0.295	0.245	0.271	0.211
Cr	-	-	-	-	0.002	-	-	0.001	-	-	-	0.002
Fe ²⁺	2.685	2.640	2.875	2.886	2.904	2.780	2.910	2.877	2.904	2.998	2.722	2.685
Fe ³⁺	0.144	0.152	0.148	0.179	0.120	0.112	0.130	0.139	0.143	0.164	0.102	0.159
Mn	0.019	0.042	0.043	0.022	0.027	0.023	0.056	0.035	0.020	0.021	0.007	0.007
Mg	1.616	1.607	1.489	1.477	1.268	1.364	1.325	1.382	1.314	1.323	1.621	1.759
Ca	-	0.001	-	-	-	-	-	0.001	-	-	0.003	0.003
Na	0.013	0.029	0.020	0.014	0.014	0.040	0.018	0.017	0.020	0.023	0.036	0.031
K	1.813	1.840	1.850	1.751	1.831	1.842	1.811	1.833	1.784	1.803	1.751	1.741
Σ	7.266	7.169	7.471	7.291	7.183	7.328	7.401	7.410	7.197	7.341	7.641	7.420
Total	15.266	15.169	15.471	15.291	15.183	15.328	15.401	15.410	15.197	15.341	15.641	15.420
XFe	0.624	0.622	0.659	0.661	0.696	0.671	0.687	0.676	0.689	0.694	0.627	0.604
Fet	2.829	2.792	3.023	3.065	3.024	2.893	3.041	3.016	3.047	3.162	2.824	2.844
XMg#	36.357	36.528	32.998	32.523	29.549	32.042	30.353	31.422	30.126	29.494	36.464	38.219

Fe₂O₃ e FeO foram estimados a partir do FeOt obtido na microsonda eletrónica, através do método de Bruyín et al. (1983)

- não encontrado; n- número de análises.

Anexo IV – (Continuação) Análises químicas (%peso) e fórmulas estruturais da biotite do granito de Valpaços.

Amostra	Val 62-20B	Val 62-20B	Val 62-20B	Val 62-20B	Val 62-21	Val 62-21	Val 62-21	Val 62-21	Val 62-22	Val 62-22	Val 62-22
SiO ₂	34.85	35.15	34.92	35.09	34.99	35.30	35.23	35.57	35.77	35.66	35.16
TiO ₂	2.04	2.27	3.51	3.24	2.62	2.66	2.15	1.99	2.55	2.29	2.63
Al ₂ O ₃	20.27	20.15	19.72	19.47	18.92	18.46	19.35	19.06	19.34	18.85	19.32
Cr ₂ O ₃	0.03	-	0.12	-	0.08	-	-	0.03	0.02	0.03	0.05
FeO	20.46	20.56	21.40	21.66	21.39	21.04	20.94	21.21	22.85	22.55	22.63
Fe ₂ O ₃	1.01	0.94	0.41	0.76	1.11	1.25	1.12	1.31	1.23	1.39	1.09
MnO	0.12	0.26	0.16	0.15	0.14	0.10	0.35	0.09	0.16	0.22	0.18
MgO	7.41	7.55	6.58	6.73	7.54	7.52	7.69	7.90	5.86	6.25	5.84
CaO	0.05	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01
Na ₂ O	0.08	0.07	0.09	0.12	0.07	0.08	0.06	0.07	0.04	-	-
K ₂ O	8.94	8.92	9.55	9.26	9.33	9.08	9.26	9.28	8.88	8.94	9.07
Total	94.25	94.95	96.05	95.71	95.09	94.24	95.02	95.20	96.42	96.04	95.78
Número de iões na base de 22 átomos de oxigénio											
Si	5.315	5.360	5.325	5.351	5.336	5.383	5.373	5.424	5.455	5.438	5.362
Al ^{IV}	2.685	2.640	2.675	2.649	2.664	2.617	2.627	2.576	2.545	2.562	2.638
Σ	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al ^{VI}	0.958	0.982	0.870	0.851	0.737	0.701	0.850	0.850	0.931	0.826	0.834
Ti	0.234	0.260	0.403	0.372	0.300	0.305	0.247	0.228	0.292	0.263	0.302
Cr	0.003	-	0.014	-	0.010	-	-	0.003	0.003	0.004	0.006
Fe ²⁺	2.609	2.622	2.729	2.762	2.728	2.683	2.671	2.705	2.914	2.876	2.886
Fe ³⁺	0.116	0.108	0.047	0.087	0.127	0.144	0.128	0.150	0.141	0.160	0.126
Mn	0.016	0.034	0.020	0.019	0.019	0.012	0.045	0.011	0.021	0.028	0.023
Mg	1.684	1.716	1.496	1.530	1.714	1.709	1.748	1.796	1.332	1.421	1.327
Ca	0.009	0.002	0.001	-	-	-	-	-	-	-	0.001
Na	0.024	0.022	0.026	0.034	0.021	0.024	0.016	0.021	0.013	-	-
K	1.739	1.735	1.858	1.801	1.815	1.766	1.801	1.805	1.727	1.739	1.764
Σ	7.392	7.482	7.463	7.456	7.471	7.346	7.507	7.570	7.375	7.316	7.270
Total	15.392	15.482	15.463	15.456	15.471	15.346	15.507	15.570	15.375	15.316	15.270
XFe	0.608	0.604	0.646	0.644	0.614	0.611	0.604	0.601	0.686	0.669	0.685
Fet	2.725	2.730	2.776	2.850	2.855	2.827	2.799	2.855	3.055	3.035	3.012
XMg#	38.200	38.597	35.012	34.931	37.511	37.678	38.443	38.611	30.359	31.881	30.593

Fe₂O₃ e FeO foram estimados a partir do FeOt obtido na microsonda eletrónica, através do método de Bruyinet al. (1983)

- não encontrado; n- número de análises.

Anexo V - Análises químicas (%peso) e fórmulas estruturais da moscovite do granito de Valpaços.

Amostra	Val 1	Val 1	Val 1	Val 1	Val 1	Val 2	Val 2	Val 3	Val 62-2	Val 62-2	Val 62-2	Val 62-2
	P	P	S	S	P	P	P	S	P	P	P	S
SiO ₂	45.29	45.60	45.55	45.64	45.74	45.93	45.88	45.59	46.23	45.58	45.61	46.40
TiO ₂	0.67	0.46	0.21	0.22	0.13	0.23	0.66	0.22	0.57	0.42	0.54	0.14
Al ₂ O ₃	35.54	34.52	35.24	35.10	35.53	35.68	35.21	35.78	34.69	35.15	34.91	36.42
FeO	1.24	1.33	1.38	1.22	1.07	0.99	1.20	0.80	0.85	0.95	1.12	0.97
MnO	0.01	0.09	0.09	-	0.03	-	-	0.01	0.02	0.04	0.02	0.05
MgO	0.47	0.73	0.69	0.68	0.60	0.53	0.68	0.49	0.58	0.52	0.53	0.59
CaO	0.04	0.05	0.04	-	-	-	-	0.02	0.00	0.01	-	-
Na ₂ O	0.86	0.96	0.83	0.44	0.84	0.72	0.76	0.51	0.71	0.52	0.57	0.44
K ₂ O	9.55	9.66	10.07	10.55	10.03	10.23	10.04	10.35	10.12	10.33	10.54	10.32
F	0.06	0.12	0.10	0.14	0.08	-	0.09	0.05	-	-	-	-
Total	93.73	93.53	94.19	93.99	94.05	94.31	94.52	93.81	93.78	93.52	93.84	95.33

Número de iões na base de 22 átomos de oxigénio

Si	6.362	6.406	6.399	6.412	6.426	6.452	6.445	6.405	6.494	6.403	6.407	6.518
Al ^{IV}	1.638	1.594	1.601	1.588	1.574	1.548	1.555	1.595	1.506	1.597	1.593	1.482
Al ^{VI}	4.247	4.121	4.234	4.223	4.308	4.360	4.275	4.329	4.238	4.223	4.187	4.548
Ti	0.071	0.049	0.022	0.024	0.014	0.024	0.070	0.023	0.060	0.044	0.057	0.014
Cr	0.003	0.006	-	-	0.003	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	0.146	0.156	0.162	0.143	0.126	0.116	0.140	0.094	0.100	0.112	0.131	0.114
Mn	0.001	0.011	0.010	-	0.004	-	-	0.001	0.002	0.005	0.002	0.006
Mg	0.099	0.154	0.144	0.142	0.125	0.110	0.143	0.103	0.122	0.110	0.112	0.124
Σy	4.567	4.496	4.572	4.532	4.581	4.611	4.629	4.550	4.522	4.493	4.489	4.807
Ca	0.006	0.008	0.006	-	-	-	-	0.003	-	0.001	0.001	-
Na	0.233	0.261	0.226	0.119	0.229	0.196	0.207	0.138	0.195	0.142	0.156	0.121
K	1.711	1.731	1.805	1.891	1.797	1.833	1.799	1.855	1.814	1.851	1.889	1.849
ΣX	1.951	5.928	6.001	5.873	5.990	5.991	5.996	5.866	5.896	5.822	5.870	6.074
%mol.P.	11.993	13.100	11.144	5.942	11.288	9.670	10.300	6.943	9.686	7.119	7.625	6.124
%mol.C	18.119	20.297	19.946	20.578	21.280	22.615	22.263	20.226	24.722	20.156	20.367	25.916

M- média; σ- desvio padrão; - não encontrado; n- número de análises;

%mol.P- %molécula paragonítica=100Na/(Na+K); %mol.C- %molécula caladonítica=100Si-6/2.

Anexo V – (Continuação) Análises químicas (%peso) e fórmulas estruturais da moscovite do granito de Valpaços.

Amostra	Val 62-2	Val 62-2	Val 62-2	Val 62-3	Val 62-3	Val 62-3	Val 62-3	Val 62-3	Val 62-3	Val 62-3	Val 62-5	Val 62-5	Val 62-5
	S	S	S	P	P	P	P	P	P	P	p	p	p
SiO ₂	46.42	46.59	45.55	45.61	45.75	46.15	46.37	45.57	45.58	47.30	46.61	46.21	
TiO ₂	0.19	-	-	0.37	0.51	0.28	0.38	0.41	0.42	0.42	0.07	0.38	
Al ₂ O ₃	35.58	36.24	35.29	36.05	35.49	35.86	35.56	35.36	36.19	35.38	34.20	35.51	
FeO	1.35	0.80	1.32	1.04	0.85	1.15	0.86	0.74	0.88	0.95	1.24	0.93	
MnO	0.04	0.06	-	0.01	-	0.11	-	0.13	-	0.04	0.06	-	
MgO	0.66	0.56	0.78	0.54	0.50	0.55	0.58	0.52	0.55	0.44	0.78	0.39	
CaO	-	-	-	-	-	-	-	0.03	-	-	-	-	
Na ₂ O	0.52	0.69	0.59	0.47	0.63	0.60	0.48	0.46	0.42	0.49	0.40	0.38	
K ₂ O	10.14	10.24	10.61	10.43	10.49	10.28	10.39	10.79	10.68	10.13	10.45	9.35	
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Total	94.91	95.18	94.15	94.52	94.23	94.98	94.63	94.01	94.72	95.15	93.81	93.15	
Si	6.521	6.545	6.399	6.407	6.427	6.483	6.514	6.402	6.403	6.645	6.548	6.492	
Al ^{IV}	1.479	1.455	1.601	1.593	1.573	1.517	1.486	1.598	1.597	1.355	1.452	1.508	
Al ^{VI}	4.412	4.545	4.242	4.376	4.303	4.420	4.402	4.256	4.395	4.503	4.210	4.371	
Ti	0.020	-	-	0.039	0.054	0.029	0.040	0.044	0.044	0.044	0.007	0.040	
Cr	0.001	0.005	0.002	0.003	0.002	-	-	0.001	0.004	-	-	-	
Fe ²⁺	0.159	0.094	0.155	0.122	0.100	0.135	0.101	0.087	0.104	0.112	0.146	0.109	
Mn	0.005	0.007	0.000	0.001	0.000	0.013	-	0.015	-	0.005	0.007	-	
Mg	0.139	0.118	0.164	0.113	0.106	0.114	0.122	0.108	0.116	0.092	0.163	0.081	
Σy	4.735	4.769	4.563	4.654	4.565	4.712	4.665	4.512	4.662	4.756	4.533	4.601	
Ca	-	-	-	-	-	-	-	0.005	-	-	-	-	
Na	0.142	0.188	0.161	0.129	0.173	0.165	0.132	0.125	0.115	0.134	0.109	0.104	
K	1.817	1.835	1.901	1.869	1.880	1.842	1.862	1.934	1.914	1.815	1.873	1.676	
ΣX	6.035	6.126	5.978	5.954	5.941	6.049	5.971	5.875	5.970	6.025	5.873	5.725	
%mol P.	7.262	9.289	7.824	6.443	8.411	8.206	6.607	6.069	5.671	6.858	5.497	5.839	
%mol.C	26.056	27.251	19.946	20.367	21.350	24.160	25.705	20.086	20.156	32.238	27.391	24.581	

M- média; σ- desvio padrão; - não encontrado; n- número de análises;

%mol.P- %molécula paragonítica=100Na/(Na+K); %mol.C- %molécula caladonítica=100Si-6/2.

Anexo V – (Continuação) Análises químicas (%peso) e fórmulas estruturais da moscovite do granito de Valpaços.

Amostra	Val 62-5	Val 62-20A	Val 62-20A	Val 62-21	Val 62-21	Val 62-21	Val 62-21	Val 62-22	Val 62-22	Val 62-22	Val 62-22
	p	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P
SiO ₂	46.73	46.35	45.41	45.79	45.76	46.63	46.39	46.76	46.41	46.96	47.22
TiO ₂	0.44	0.40	0.14	0.51	0.51	0.16	0.40	0.60	0.37	0.47	0.34
Al ₂ O ₃	35.16	36.42	35.51	34.91	34.46	36.16	35.23	35.98	35.53	36.91	37.00
FeO	0.55	0.68	1.13	0.89	1.11	1.18	1.03	1.08	1.12	1.21	1.21
MnO	-	0.03	0.15	-	-	-	0.02	0.07	0.05	-	0.01
MgO	0.38	0.45	0.58	0.54	0.73	0.57	0.52	0.54	0.55	0.57	0.56
CaO	-	0.01	-	0.01	-	-	-	-	0.06	-	0.01
Na ₂ O	0.41	0.47	0.45	0.88	0.60	0.62	0.70	0.58	0.48	0.69	0.29
K ₂ O	9.55	10.25	10.30	10.21	10.15	10.06	10.03	9.74	10.31	9.83	10.49
F	-	-	-	-	-	-	-	-	0.09	0.06	-
Total	93.21	95.07	93.68	93.75	93.32	95.38	94.31	95.36	94.96	96.74	97.12
Si	6.565	6.511	6.379	6.433	6.428	6.551	6.517	6.569	6.520	6.597	6.634
Al ^{IV}	1.435	1.489	1.621	1.567	1.572	1.449	1.483	1.431	1.480	1.403	1.366
Al ^{VI}	4.386	4.541	4.259	4.213	4.134	4.538	4.350	4.526	4.402	4.708	4.760
Ti	0.046	0.042	0.015	0.054	0.054	0.017	0.043	0.063	0.039	0.050	0.036
Cr	-	-	-	0.001	0.001	0.003	0.002	0.001	-	0.005	-
Fe ²⁺	0.064	0.080	0.133	0.105	0.131	0.138	0.121	0.127	0.131	0.143	0.142
Mn	-	0.004	0.018	-	-	-	0.002	0.009	0.006	-	0.001
Mg	0.079	0.094	0.121	0.114	0.153	0.119	0.108	0.113	0.115	0.119	0.117
ΣY	4.575	4.762	4.546	4.486	4.473	4.815	4.626	4.838	4.693	5.024	5.055
Ca	-	0.002	-	0.002	-	-	-	-	0.009	-	0.001
Na	0.111	0.128	0.123	0.241	0.163	0.170	0.189	0.159	0.131	0.188	0.078
K	1.711	1.837	1.846	1.830	1.819	1.803	1.797	1.745	1.848	1.762	1.880
ΣX	5.735	6.016	5.848	5.938	5.823	6.122	5.972	6.070	6.000	6.287	6.260
%mol P.	6.098	6.536	6.255	11.629	8.211	8.609	9.528	8.360	6.609	9.643	3.976
%mol.C	28.234	25.565	18.962	21.631	21.421	27.531	25.846	28.445	25.986	29.849	31.676

M- média; σ- desvio padrão; - não encontrado; n- número de análises;

%mol.P- %molécula paragonítica=100Na/(Na+K); %mol.C- %molécula caladonítica=100Si-6/2.

Anexo V – (Continuação) Análises químicas (%peso) e fórmulas estruturais da moscovite do granito de Valpaços.

Amostra	Val 62-22	Val 62-22	Val 62-22	Val 62-22
	S	S	S	S
SiO ₂	47.10	47.26	46.76	47.04
TiO ₂	-	0.04	0.01	0.16
Al ₂ O ₃	37.23	36.90	37.16	36.86
FeO	1.25	1.15	1.20	1.09
MnO	0.10	0.11	0.04	0.06
MgO	0.62	0.69	0.45	0.42
CaO	-	0.01	0.03	-
Na ₂ O	0.58	0.50	0.53	0.43
K ₂ O	9.98	10.14	9.88	10.52
F	0.06	0.01	0.05	0.00
Total	96.92	96.82	96.11	96.60
<hr/>				
Si	6.617	6.639	6.569	6.608
Al ^{IV}	1.383	1.361	1.431	1.392
Al ^{VI}	4.781	4.749	4.721	4.711
Ti	-	0.004	0.001	0.017
Cr	-	-	0.001	0.002
Fe ²⁺	0.146	0.135	0.141	0.128
Mn	0.012	0.013	0.005	0.008
Mg	0.129	0.146	0.094	0.088
ΣY	5.069	5.046	4.962	4.953
Ca	-	0.002	0.004	-
Na	0.158	0.136	0.145	0.117
K	1.788	1.817	1.771	1.885
ΣX	6.323	6.299	6.190	6.225
%mol.P.	8.124	6.955	7.574	5.821
%mol.C	30.833	31.957	28.445	30.411

M- média; σ- desvio padrão; - não encontrado; n- número de análises;

%mol.P- %molécula paragonítica=100Na/(Na+K); %mol.C- %molécula caladonítica=100Si-6/2.

*“Mesmo que a rota da minha vida me conduza a uma estrela,
nem por isso fui dispensado de percorrer os caminhos do mundo”*

José Saramago